

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES : UNE
ANALYSE DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE D'UN CÔNE POLYGÉNIQUE EXPOSÉ
AUX INFLUENCES MARITIMES EN CONTEXTE SUBALPIN TEMPÉRÉ, MONTS DU
CANTAL, FRANCE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
LOUIS BOUCHARD

SEPTEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce projet n'aurait jamais vu le jour sans les ambitions de mon directeur de Maîtrise, M. Daniel Germain, de trouver le parfait cobaye afin d'explorer les confins du Cantal. Merci Dan pour ce projet un peu fou, mais également d'avoir toujours cru que je serais en mesure de le mener à terme. Merci de m'avoir transmis le goût du « risque » et de la géomorphologie dynamique, une période charnière de ma vie s'achève!

Je tiens ensuite à remercier Mme Armelle Decaulne pour son support et son expertise à travers le volet outre-mer du projet. Merci à Mme Marie-Françoise André pour les conseils, ainsi qu'à toute l'équipe du GEOLAB de Blaise-Pascal à Clermont-Ferrand pour leur accueil et leur aide. Merci à Nicolas Navarre pour sa disponibilité et son travail de pionnier dans la Santoire. Merci à mon père et à Fab, mon équipe de terrain, qui le temps d'une journée ont su m'apporter une aide inespérée! Je tiens également à remercier Météo France pour l'ensemble des données météorologiques qui se sont avérées essentielles à ce projet. Merci au département de Géographie de l'UQAM et à son personnel de soutien, particulièrement à M. François Moquin, sans qui je me serais trop souvent retrouvé les mains vides.

Un merci tout spécial à Jean-François et Christine à la Boudio pour l'accueil, votre expertise locale, votre amitié et surtout, de m'avoir fait sentir à la maison même aussi loin de chez moi! Le Cantal et la Santoire sont à mes yeux l'un des secrets les mieux gardés d'occident, tout comme les délices culinaires de Christine! Merci particulièrement à mon père et à ma sœur pour leur support indéfectible jusqu'au sommet de la Santoire et pour leur confiance aveugle en mes capacités. Merci à mes amis (es) et à la Coop Valois d'avoir supporté mes éternelles rengaines académiques et surtout, d'exister! Merci à mes collègues et amis Jean-François Milot, Marc-André Hurtubise et Jean-Philippe Martin pour leur aide inestimable dans les moments les plus sombres. Merci à mes amours, Mélanie et Frédérique, d'avoir été là pour moi du début jusqu'à la fin et d'avoir fait preuve d'autant de patience et de compréhension. Enfin, mes derniers remerciements à ma mère, le secret de ma persévérance. On passe maintenant à autre chose!

À la mémoire de Stanley Boudreault.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	iii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
RÉSUMÉ	xviii
INTRODUCTION	1

CHAPITRE I

RÉGION ET SITE D'ÉTUDE	6
1.1 Région d'étude	6
1.1.1 Localisation géographique et cadre physiographique	6
1.1.2 Contexte géologique et paléogéomorphologie régionale	8
1.1.3 Climat régional.....	9
1.1.3.1 Régime de précipitations.....	10
1.1.3.2 Régime de température	13
1.1.4 Végétation	14
1.1.5 Contexte géomorphologique régional, aléas et risques naturels	14
1.1.6 Influences anthropiques	16
1.2 La vallée de la Santoire et le secteur de Roche Noire	17
1.2.1 La vallée de la Santoire	17
1.2.2 Le secteur de Roche Noire	19

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE.....	22
2.1 Choix du site d'étude et cartographie	22
2.2 Caractérisation géomorphologique du site.....	23

2.2.1	Morphologie du terrain	23
2.2.1.1	Profils de pente.....	23
2.2.1.2	Paramètres morphométriques et répartition spatiale des débris	24
2.2.2	Analyses sédimentologiques	24
2.2.2.1	Profils stratigraphiques et fabriques.....	24
2.2.2.2	Indices morphométriques	25
2.3	Reconstitution spatio-temporelle de l'activité géomorphologique de Roche Noire	26
2.3.1	Dendrogéomorphologie	26
2.3.1.1	Échantillonnage et traitement des échantillons	26
2.3.1.2	Datation des anomalies de croissance	29
2.3.1.3	Reconstitution de l'activité récente des couloirs.....	31
2.3.2	Analyse de l'intensité des événements extrêmes	32
2.4	Traitement et analyse des données météorologiques	33
2.4.1	Normales climatiques régionales	33
2.4.2	Conditions de déclenchement des processus géomorphologiques ciblés.....	35
2.4.2.1	Avalanches de neige sèche.....	35
2.4.2.2	Avalanches de neige humide et coulées de neige liquéfiée	37
2.4.2.3	Coulées de débris et écoulements torrentiels	41
2.4.3	Manipulations statistiques.....	46
2.4.4	Périodes de retour des épisodes climatiques particuliers	48

CHAPITRE III

RÉSULTATS.....	50
3.1 Caractéristiques géomorphologiques et topographiques du site	50
3.1.1 Profils de pente et paramètres morphométriques	50
3.1.2 Répartition spatiale et morphologie des dépôts	58
3.1.3 Stratigraphie, sédimentologie et morphométrie	63
3.1.3.1 Profils stratigraphiques et organisation des sédiments.....	63
3.1.3.2 Pétrologie et morphométrie des dépôts.....	66

3.2 Dendrogéomorphologie	70
3.2.1 Âge des arbres échantillonnés et anomalies de croissance	70
3.2.2 Reconstitution spatio-temporelle des évènements de forte intensité.....	72
3.3 Météorologie et épisodes climatiques particuliers	77
3.3.1 Précipitations extrêmes et moyennes régionales.....	77
3.3.1.1 Précipitations mensuelles et annuelles	77
3.3.1.2 Accumulations 24, 48, 72 heures et 28 jours	82
3.3.2 Facteur éolien.....	83
3.3.3 Déclencheurs météorologiques et mouvements gravitaires rapides.....	83
3.3.3.1 Particularités climatiques de l'année 1987	83
3.3.3.2 Particularités climatiques de l'année 1998	84
3.3.3.3 Particularités climatiques de l'année 2001	86
3.3.3.4 Particularités climatiques de l'année 2002	87
3.3.3.5 Particularités climatiques de l'année 2003	88
3.3.3.6 Particularités climatiques de l'année 2004	89
3.3.3.7 Particularités climatiques de l'année 2006	90
3.3.3.8 Particularités climatiques de l'année 2007	91
3.3.3.9 Particularités climatiques de l'année 2008	92
3.3.3.10 Particularités climatiques de l'année 2009	93
3.3.3.11 Particularités climatiques de l'année 2010	94
3.3.3.12 Particularités climatiques de l'année 2011	95
3.3.4 Récurrence et nature des épisodes climatiques particuliers	96
3.3.4.1 Périodes de retour des précipitations extrêmes	96
3.3.4.1.1 Précipitations totales 24, 48, 72 heures et 28 jours	96
3.3.4.1.2 Précipitations solides 24, 48 et 72 heures	97
3.3.4.2 Fréquence de dépassement des seuils critiques utilisés	99
3.3.4.2.1 Précipitations totales et épisodes pluviométriques.....	99
3.3.4.2.2 Précipitations solides.....	105
3.3.4.3 Évolution de la dynamique climatique régionale.....	109
3.3.4.3.1 Régime nival	109

3.3.4.3.2	Cycles gel et dégel (CGD)	110
3.3.4.3.3	Températures équivalentes ou supérieures à 0°C et jours de fonte	111
3.3.4.3.4	Pluviométrie hivernale et précipitations mixtes	113
3.3.4.3.5	Précipitations liquides annuelles et estivales	115

CHAPITRE IV

DISCUSSION	117
4.1 Nature des processus géomorphologiques	117
4.1.1 Couloirs RN1 et RN3	117
4.1.1.1 Langue à blocs d'avalanche.....	117
4.1.1.2 Morphogénèse des couloirs et processus impliqués.....	119
4.1.1.3 Sédimentologie et modes de déposition des débris	121
4.1.2 Couloir RN2	123
4.1.2.1 Morphogénèse du site et processus impliqués	123
4.1.2.2 Sédimentologie et mode de déposition des débris	127
4.1.3 Considérations méthodologiques	129
4.2 Reconstitution dendrochronologique de l'activité géomorphologique récente	130
4.2.1 Fréquence et intensité des mouvements gravitaires enregistrés.....	130
4.2.2 Évaluation de l'activité géomorphologique par l'entremise d'indicateurs écologiques	135
4.2.3 Considérations méthodologiques	138
4.2.3.1 Utilisation de feuillus et contraintes associées.....	138
4.2.3.2 Taille minimale de la distribution	139
4.2.3.3 Choix des seuils critiques et pondération des taux de réponse	141
4.3 Influences climatiques et déclencheurs météorologiques	142
4.3.1 Analyse des archives climatiques et mouvements gravitaires associés	142
4.3.1.1 Couloir RN1	142
4.3.1.1.1 Année 2001	143
4.3.1.1.2 Année 2004	143
4.3.1.1.3 Année 2007	144

4.3.1.1.4	Année 2009	144
4.3.1.1.5	Année 2011	144
4.3.1.2	Couloir RN2	145
4.3.1.2.1	Année 1987	145
4.3.1.2.2	Année 1998	146
4.3.1.2.3	Année 2002	146
4.3.1.2.4	Année 2003	147
4.3.1.2.5	Année 2004	147
4.3.1.2.6	Année 2006	148
4.3.1.2.7	Année 2008	148
4.3.1.2.8	Année 2010	149
4.3.1.2.9	Année 2011	150
4.3.1.3	Couloir RN3	150
4.3.1.3.1	Année 2004	150
4.3.1.3.2	Année 2006	151
4.3.1.3.3	Année 2010	151
4.3.1.3.4	Année 2011	152
4.3.2	Scénarios climatiques favorables à l'activité géomorphologique.....	152
4.3.2.1	Scénario 1 : précipitations mensuelles supérieures à la moyenne + 2 ET	152
4.3.2.2	Scénario 2 : épisode quotidien de précipitations extrêmes	153
4.3.2.3	Scénario 3 : épisode de pluie sur neige et inversions thermiques	154
4.3.2.4	Scénario 4 : épisode de fonte nivale rapide.....	154
4.3.2.5	Scénario 5 : cumul extrême de précipitations antérieures.....	155
4.3.3	Contextes climatiques favorables aux mouvements gravitaires.....	155
4.3.4	Déclencheurs météorologiques	158
4.3.5	Considérations méthodologiques	162
4.3.4.1	Fiabilité des données météorologiques	162
4.3.4.2	Choix des déclencheurs météorologiques	163
4.4	Évolution de l'activité géomorphologique dans la Santoire	164

4.4.1	Dynamique géomorphologique du versant de Roche Noire	164
4.4.2	Novembre 2010 : synergie interprocessus et continuum de matière.....	166
4.4.3	Incidence des changements climatiques dans la vallée de la Santoire	170
4.4.3.1	Évolution du climat et tendances observées.....	170
4.4.3.2	Impacts appréhendés sur la dynamique géomorphologique	171
CONCLUSION.....		176
APPENDICE A.....		181
APPENDICE B.....		182
RÉFÉRENCES		198

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Massif Central et cadre physiographique de la région d'étude (modifiée de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière [IGN], 2012).....7
1.2	Localisation du terrain d'étude (N 45°06'46''; E 2°43'39'') (modifiées de <i>Cartedefrance.fr</i> (2013) et <i>Google Earth</i> (2013)).....7
1.3	Influences climatiques des monts du Cantal (modifiée de Jubertie, 2006).....10
1.4	Comparaison des moyennes de précipitations annuelles totales (liquides + solides) des stations météorologiques de Coltines (N 45°04'24"; E 2°59'24") et du Lioran (N 45°04'48"; E 2°44'48") entre 1995 et 2011. Moyennes calculées pour les périodes de 1978 à 2011 au Lioran et de 1995 à 2011 à Coltines (source des données : Météo-France, 2012).....11
1.5	Extrémité sud-ouest et principaux sommets de la vallée de la Santoire. Le secteur de Roche Noire est identifié par l'étoile rouge (Modifié de <i>Google Earth</i> , 2013).....17
1.6	Répartition de la végétation dans la vallée de la Santoire. Versant oriental du puy de Peyre-Arse (crédit photo : Bouchard, 2012).....18
1.7	Face est du puy de Peyre-Arse et secteur de Roche Noire (encadré) (crédit photo : Bouchard, 2012).....20
1.8	Site de la coulée de Roche Noire (crédit photo : Bouchard, 2011).....20
2.1	A-Blessures mécaniques externes observées sur les arbres; B- carottage à l'aide d'une sonde de <i>Pressler</i> ; C-coupe d'une section transversale d'un arbre avec une scie escamotable; D-section transversale d'un arbre échantillonné (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....28
3.1	Section du versant de Roche Noire investiguée (encadrée) et série de replats dans la zone de haute altitude. 1- Premier replat (1654 m); 2- deuxième replat (1626 m) et débris rocheux et; 3- troisième replat (1550 m) (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....51
3.2	Cicatrices de décrochements situées en amont des trois couloirs investigués (crédit photos : Bouchard, 2012).....51

3.3	Disposition des couloirs investigués (modifiée de <i>Google Earth</i> , 2013).....	53
3.4	Profil longitudinal du couloir RN1 (modifiée de <i>Google Earth</i> , 2013).....	53
3.5	Chardons et débris (gauche), affleurements de brèche volcanique (encadré) et blocs dans la zone de dépôts du couloir RN1 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2012).....	54
3.6	Profil longitudinal du couloir RN3 (modifiée de <i>Google Earth</i> , 2013).....	55
3.7	Profil longitudinal du chenal principal du couloir RN2. Les encadrés représentent les replats ponctuant la microtopographie du chenal (modifiée de <i>Google Earth</i> , 2013).....	56
3.8	Profils longitudinaux des ramifications nord-est, centre et sud-ouest du couloir RN2.....	57
3.9	Substrat affleurant (gauche) et débris dans la zone de déposition RN2 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2013).....	57
3.10	Sédiments et débris dans le couloir RN3 (gauche); chardons et débris dispersés dans la zone de déposition RN1 / RN3 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2012).....	59
3.11	A- Pellicule de sédiments en amont d'un arbre du couloir RN3; B- imbrications de débris rocheux dans le chenal RN2; C- pellicule de sédiments en amont d'un arbre du couloir RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....	60
3.12	A- Levée en amont du point d'avulsion du chenal RN2; B- et grande densité de débris périphérique; C- pellicule de sédiments et monticules de pierres (<i>stone cairns</i>) sur un bloc métrique du chenal RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....	60
3.13	Trainée de débris et lobe frontal digité recouvrant le cône de déjection en aval du point d'avulsion du chenal RN2. Le contour blanc délimite la superficie des dépôts (crédit photo : Bouchard, 2012).....	62
3.14	A- Langue à blocs d'avalanche et; B- cône de déjection en éventail situés en aval des trois couloirs investigués (crédit photo : Bouchard, 2012).....	62
3.15	Sites sélectionnés pour la réalisation de fabriques (C1, C2, C3) et les analyses morphométriques (M1.1 à M3.2) (modifiée de <i>Google Earth</i> , 2013).....	64
3.16	Stéréogrammes représentant l'orientation et l'inclinaison de l'axe <i>a</i> des clastes analysés lors de la réalisation de fabriques dans les coupes dégagées (C1, C2, C3). Chaque point représente un claste, les arcs de cercle indiquent une inclinaison de 0° (arc extérieur) à 90° (centre) et les axes verticaux et horizontaux indiquent l'orientation géographique (nord en haut). A- Coupe C1; B- horizon supérieur de	

	C2; C- horizon inférieur de C2; D- diamicton recouvrant les clastes (dm) de l'horizon inférieur de C2; E- coupe C3; F- parois latérales du chenal RN2 dans la zone de déposition (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....	66
3.17	Diagrammes de Zingg (1935) des couloirs A- RN1; B- RN2; C- RN3 et; D- moyennes (points) et écarts-types (lignes) de chacun des couloirs; E- diagramme triangulaire représentant la tendance morphologique de chaque couloir (Sneed et Folk, 1958) ainsi que; tableau- nombre et proportion des formes recensées.....	68
3.18	Diagrammes bivariés illustrant la relation entre les indices d'aplatissement et d'émoussé (A- RN1; C- RN2; E- RN3), ainsi qu'entre les indices de sphéricité et d'aplatissement (B- RN1; D- RN2; F- RN3) des clastes de chaque station d'échantillonnage. Les diagrammes G et H présentent ces relations à l'aide des valeurs moyennes et écarts-types calculés pour chacun des couloirs.....	69
3.19	Âge et nombre d'anomalies de croissance des arbres échantillonnés.....	71
3.20	A- Arbre incliné dans le sens de la pente avec reprise apicale de 90° vers le haut; B- tronc de 20 cm de diamètre coincé perpendiculairement du côté amont d'un arbre à plus de 3 m du sol; C- tronc éclaté de plusieurs dm de diamètre en bordure du couloir RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).....	71
3.21	Période de retour des perturbations affectant les arbres échantillonnés et hauteur maximale (m) des cicatrices observées.....	72
3.22	Taux de réponse obtenus pour les couloirs RN1 (haut), RN2 (centre) et RN3 (bas). Les flèches indiquent les années avec le minimum d'arbres vivants requis (n = 10) où les seuils sont dépassés.....	73
3.23	Comparaison des zones de départ et d'écoulement des couloirs investigués entre les images de 2005 et de 2013. Encadrés A: présence de cicatrices de décrochement en amont du couloir RN2 en 2013. Encadrés B: incision plus marquée des couloirs en 2013 (modifiées de <i>Google Earth</i> , 2013). Il est à noter qu'en raison des limites du logiciel, la résolution diffère d'une année à l'autre.....	76
3.24	Comparaison des zones de déposition des couloirs investigués entre 2005 et 2013. Encadrés A: incision plus marquée du chenal torrentiel RN2 et forte présence de débris en 2013; encadré B: présence de débris dans la zone de déposition des couloirs RN1 et RN3 en 2013 (modifiées de <i>Google Earth</i> , 2013). Il est à noter qu'en raison des limites du logiciel, la résolution diffère d'une année à l'autre.....	77
3.25	Totaux de précipitations annuelles (mm) enregistrés au Lioran entre 1977 et 2011. Les années 1977, 1981, 1983, 1989 et 1991 à 1994 ont été exclues en raison de séries de données manquantes ou incomplètes (source des données : Météo France, 2012).....	78

3.26	Chutes de neige (cm) enregistrées au Lioran entre 1977 et 2011. Les hivers de 1991-92 à 1997-98, 2000-01 et 2011-12 ont été exclues en raison de séries de données manquantes ou incomplètes (source des données : Météo France, 2012)....	81
3.27	Relations entre les quantités maximales annuelles de précipitations totales (mm) recensées pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours et les variables aléatoires réduites (<i>rv</i>) correspondantes.....	96
3.28	Relations entre les quantités de précipitations totales (mm) A- en 24 heures; B- en 48 heures; C- en 72 heures et; D- en 28 jours extrapolées par l'entremise de la loi de <i>Gumbel</i> et les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans correspondantes.....	97
3.29	Relations entre les quantités maximales de précipitations solides (cm) observées pour les pas de temps de 24, 48 et 72 heures et les variables aléatoires réduites (<i>rv</i>) correspondantes.....	98
3.30	Relations entre les quantités de précipitations solides (cm) A- en 24 heures; B- en 48 heures et; C- en 72 heures extrapolées par l'entremise de la loi de <i>Gumbel</i> et les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans correspondantes.....	99
3.31	Fréquence des épisodes quotidiens de précipitations totales et liquides ≥ 50 mm en fonction de leur intensité.....	100
3.32	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations totales ≥ 50 mm. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	101
3.33	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations liquides ≥ 50 mm. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	102
3.34	Fréquence des épisodes de précipitations totales et liquides ≥ 140 mm en 72 heures en fonction de leur intensité.....	103
3.35	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations totales ≥ 140 mm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	103
3.36	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations liquides ≥ 140 mm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	104
3.37	Fréquence des épisodes quotidiens de précipitations solides ≥ 10 cm en fonction de leur intensité (cm).....	106
3.38	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations solides ≥ 10 cm. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	106

3.39	Fréquence des épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures en fonction de leur intensité.....	108
3.40	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.....	108
3.41	Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec chutes de neige et neige au sol, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	109
3.42	Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec CGD et CGD avec neige au sol, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	111
3.43	Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux présentant des températures $\geq 0^{\circ}\text{C}$ et de jours de fonte, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	112
3.44	Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec épisodes pluviométriques et précipitations mixtes, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	114
3.45	Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec pluie et précipitations mixtes sur neige, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	115
3.46	Évolution interannuelle du nombre d'épisodes annuels et estivaux de précipitations liquides, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.....	116
4.1	Thalles d'aulnes verts (<i>alnus viridis</i>) stigmatisés et inclinés vers le nord-est (sens de la pente) dans le couloir RN1 (crédit photo : Bouchard, 2012).....	137
4.2	Régressions linéaires et coefficients de corrélation (R^2) illustrant la relation entre les paramètres météorologiques les plus significatifs et les TR annuels des couloirs.....	160
4.3	Régressions linéaires et coefficients de corrélation (R^2) illustrant la relation entre les classes d'intensité de précipitations les plus significatives et les TR annuels des couloirs.....	162
4.4	Conditions météorologiques enregistrées à la station du Lioran au cours du mois de novembre 2010 (Source des données : Météo France, 2012). Les courbes noires des histogrammes représentent le cumul des précipitations totales des 28 derniers jours (centre), ainsi que le total de neige au sol (bas). L'encadré met en relief la semaine du 7 au 14 novembre, période d'occurrence connue des évènements.....	167

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Normales saisonnières et annuelles de précipitations totales (mm) (liquides + solides) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 à 2011 (source des données : Météo-France, 2012).....	12
1.2 Normales saisonnières et annuelles de précipitations solides (cm) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 et 2011 (source des données : Météo-France, 2012).....	12
1.3 Normales mensuelles et annuelles de températures (°C) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 et 2011 (source des données : Météo France, 2012).....	13
1.4 Recension d'évènements et d'accidents marquants causés par l'occurrence d'aléas naturels dans le département du Cantal (sources : voir appendice A).....	15
2.1 Critères de sélection utilisés lors de l'analyse des séquences de bois de réaction.....	30
2.2 Stations météorologiques de provenance des données météorologiques utilisées dans le cadre de la présente étude (source des données : Météo France, 2012).....	34
2.3 Classes sélectionnées pour l'identification des épisodes de chutes de neige susceptibles de favoriser l'initiation des ANS. D'après Fortin et Hétu (2009).....	37
2.4 Scénarios climatiques proposés pour l'identification des fenêtres temporelles propices à l'initiation des ENH.....	41
2.5 Classes sélectionnées pour l'identification des épisodes de précipitations liquides propices à l'initiation des EHSS. D'après Glade (1998), Jakob et Weatherly (2003), Aleotti (2004), Wiczorek et Glade (2005) et Jubertie (2006).....	45
2.6 Manipulations statistiques effectuées à partir des données climatiques de la station du Lioran (source des données : Météo-France, 2012).....	46
3.1 Taux de réponse (%) annuels obtenus pour chacun des couloirs.....	74
3.2 Moyennes de précipitations totales (mm), écarts-types (ET) et seuils de dépassement.....	79

3.3	Mois avec quantités de précipitations totales (mm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 1 ET.....	79
3.4	Mois avec quantités de précipitations totales (mm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET.....	80
3.5	Moyennes de précipitations solides (cm), écarts-types (ET) et seuils de dépassement.....	80
3.6	Mois avec quantités de précipitations solides (cm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 1 ET.....	81
3.7	Mois avec quantités de précipitations solides (cm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET.....	82
3.8	Moyennes, écarts-types et valeurs maximales de précipitations recensées pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours (précip. totales).....	82
3.9	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 1987 et scénarios météorologiques associés.....	84
3.10	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 1998 et scénarios météorologiques associés.....	85
3.11	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2001 et scénarios météorologiques associés.....	86
3.12	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2002 et scénarios météorologiques associés.....	87
3.13	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2003 et scénarios météorologiques associés.....	88
3.14	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2004 et scénarios météorologiques associés.....	89
3.15	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2006 et scénarios météorologiques associés.....	90
3.16	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2007 et scénarios météorologiques associés.....	91
3.17	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2008 et scénarios météorologiques associés.....	92
3.18	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2009 et scénarios météorologiques associés.....	93

3.19	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2010 et scénarios météorologiques associés.....	94
3.20	Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2011 et scénarios météorologiques associés.....	95
3.21	Quantités de précipitations totales (mm) extrapolées par l'entremise de la loi de <i>Gumbel</i> , périodes de retour (PR) et probabilités annuelles (PA) associées.....	97
3.22	Quantités de précipitations solides (cm) extrapolées par l'entremise de la loi de <i>Gumbel</i> , périodes de retour (PR) et probabilités annuelles (PA) associées.....	98
3.23	Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes quotidiens de précipitations totales et liquides ayant surpassé les seuils critiques établis.....	100
3.24	Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes de précipitations totales et liquides ≥ 140 mm en 72 heures.....	102
3.25	Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes quotidiens de précipitations solides ayant surpassé les seuils critiques établis.....	105
3.26	Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures.....	107
4.1	Période de retour et probabilité d'occurrence annuelle des événements extrêmes dans les Massifs du Cantal (France), de l'Oisans (France) et des Chic-Chocs (Québec).....	132
4.2	Caractérisation statistique des distributions de valeurs extrêmes de chaque couloir.....	134
4.3	Intensité des mouvements gravitaires selon les résultats du processus de caractérisation statistique des distributions de valeurs extrêmes de chaque couloir.....	135
4.4	Scénarios météorologiques observés à l'intérieur des fenêtres climatiques retenues pour chaque année événementielle (AE) identifiée, type et classe des aléas associés et intervalle de déclenchement estimé.....	156
4.5	Coefficients de corrélation (R^2) traduisant l'influence des paramètres météorologiques analysés sur le niveau d'activité géomorphologique des couloirs.....	159

4.6	Coefficients de corrélation (R^2) traduisant l'influence de la fréquence annuelle d'épisodes de précipitations de natures et d'intensités différentes sur le niveau d'activité géomorphologique des couloirs.....	161
-----	---	-----

RÉSUMÉ

Le Massif Central français est un milieu où l'organisation géographique du relief fait des sommets du sud-ouest de la région le premier obstacle continental rencontré par les masses d'air en provenance de l'Atlantique, occasionnant ainsi d'abondantes précipitations orographiques (> 2000 mm/an) dans les vallées. Souvent associé à de brusques variations de la température, le régime des précipitations est en proie à certaines modifications, notamment dans la perspective des changements climatiques en cours et appréhendés, lesquels seraient à même d'avoir d'importantes conséquences sur la dynamique géomorphologique des versants de la région, où certains aléas naturels singuliers sont déjà reconnus (e.g. avalanches de neige, glissements de terrain).

La présente étude dendrogéomorphologique propose divers scénarios quant à la nature, la fréquence, l'intensité et les conditions météorologiques à l'origine des aléas susceptibles de survenir dans la vallée de la Santoire (Cantal). À priori, il semble que la dynamique géomorphologique sur les versants ait évolué au cours des dernières décennies et que la fréquence des événements ait augmenté depuis le début du XXI^e siècle. Les déclencheurs météorologiques probables des événements recensés incluent les précipitations solides extrêmes, les cumuls extrêmes de précipitations antérieures, ainsi que les épisodes de « pluie sur neige ».

La synergie de processus distincts et un écoulement de matière en continuum sont considérés afin d'expliquer les événements de novembre 2010, excluant par le fait même que des conditions météorologiques régionales atypiques en soient la cause. Les tendances climatiques observées traduisent néanmoins une évolution graduelle des conditions météorologiques et laissent présager une dénaturation des régimes de précipitations régionaux. Une hausse des épisodes de pluie hivernale et une diminution des quantités de neige reçues sont notamment appréhendées. Au final, les résultats de cette étude apportent un éclairage sur l'évolution de l'activité géomorphologique d'un cône multiprocessus de milieu tempéré en contexte de changements climatiques et fournissent quelques pistes de réflexion pour un aménagement territorial plus avisé et appuyé par une politique de gestion des risques adaptée.

Mots clés : cône polygénique - dendrogéomorphologie - synergie - continuum de matière - risque naturel - changements climatiques

INTRODUCTION

La morphologie de chaque environnement naturel est issue d'une évolution spatio-temporelle multiscalaire et complexe. À l'origine de celle-ci, on note de multiples transferts de matière et d'énergie, eux-mêmes conditionnés par les interactions survenant entre composantes biotiques et abiotiques (Brunsden et Thornes, 1979). Ainsi, les différents modelés du paysage résultent de l'action de forces mécaniques, chimiques et biologiques, moteurs des processus d'altération, d'érosion, de transport et de déposition des matériaux constituant la surface du globe (Wolman et Gerson, 1978; Corenblit et Steiger, 2009). Dans cette optique, on peut espérer une meilleure compréhension de l'évolution temporelle du relief terrestre à travers la caractérisation des formes et l'identification des processus responsables de leur genèse (Wolman et Miller, 1960; Brunsden, 1990).

À cet égard, les milieux de montagne représentent de véritables laboratoires naturels pour l'étude des mécanismes susmentionnés. De tous, les mouvements gravitaires rapides (e.g. avalanches de neige sèche et humide, coulées de neige liquéfiée, coulées de débris, écoulements hyperconcentrés, etc.) se distinguent particulièrement en raison de leur potentiel érosif élevé, mais également par leur grande capacité de prise en charge et de déposition sédimentaire. Étant fonction de paramètres régissant à la fois leur nature, leur fréquence et leur intensité, ces flux de matériaux divers sont à même d'entraîner la métamorphose complète d'un bassin-versant sur une période variant de quelques minutes à plusieurs millénaires (Wolman et Miller, 1960). À leur tour, de telles transformations influenceront la nature et l'ampleur des processus à venir.

Au cours des 60 dernières années, la complexité de ces phénomènes a suscité l'intérêt de bon nombre de chercheurs, plusieurs études ayant en effet été menées dans diverses régions montagneuses du globe, particulièrement dans les massifs de hautes altitudes (Tricart, 1960; Gardner, 1970; Luckman, 1971; Elder et Kattelmann, 1992; Jomelli et Bertran, 2001; Lorente *et al.*, 2003; Stoffel *et al.*, 2010) et des latitudes plus élevées (Rapp, 1960, 1986; Jahn, 1967; Nyberg, 1985; Hestnes, 1998; Sæmundsson *et al.*, 2003;

Eckerstorfer et Christiansen, 2012). Dans les régions montagnardes des moyennes latitudes, l'attention portée aux mouvements gravitaires rapides est cependant beaucoup plus récente. Pourtant, tel que rapporté lors des dernières décennies dans les Chic-Chocs (Gaspésie, Québec) (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu, 1990, 2007; Lafortune *et al.*, 1997; Jacob, 2001; Larocque *et al.*, 2001; Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005, 2009; Caron Fournier, 2009; Fortin et Hétu, 2009; Ouellet, 2010; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012; Germain et Ouellet, 2014), les Cairngorms (*highlands* d'Écosse) (Ward, 1980, 1985; Innes, 1983; Ward *et al.*, 1985; Ballantyne, 1986; Luckman, 1992; Phillips, 2006; Brown et Bell, 2007), ainsi que dans les monts du Cantal et les monts Dore (Massif Central, France) (Vidal *et al.*, 1996; Valadas, 1997; Krzemień et Sobiecki, 2004; Bernard *et al.*, 2009; Navarre, 2011), ces processus jouent un rôle de premier plan dans la dynamique géomorphologique des versants des milieux tempérés de plus basse altitude.

À première vue, il paraît aisé d'attribuer le plus grand intérêt scientifique porté aux milieux alpins ou de hautes latitudes à la fréquence élevée des événements de grande ampleur et impliquant fréquemment pertes de vies humaines et dommages matériels (e.g. Nyberg et Rapp, 1998; Hestnes et Kristensen, 2010; Eckerstorfer et Christiansen, 2012). Il convient cependant de se rappeler que ces milieux plus hostiles n'offrent que très rarement d'aussi bonnes conditions de vie pour l'homme que les moyennes montagnes des milieux tempérés. Incidemment, une présence humaine plus importante implique un niveau de risque accru pour les infrastructures (Dauphiné, 2001), contexte justifiant amplement tout intérêt accordé à leurs impacts potentiels. L'étude de la dynamique géomorphologique des mouvements gravitaires rapides affectant la route provinciale 132 en Gaspésie (Québec) en constitue d'ailleurs un bon exemple. Ces travaux ont permis l'identification des principales périodes d'activité géomorphologique des versants abrupts bordant la seule voie d'accès au territoire habité, permettant notamment aux autorités locales d'y exercer une gestion plus sécuritaire de l'affluence routière (Hétu, 2007; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012).

Par ailleurs, les régions montagnardes sont communément décrites comme sensibles à toutes perturbations environnementales et en regard des changements climatiques en cours et anticipés, la dynamique géomorphologique de ces milieux pourrait subir d'importantes modifications. Les répercussions pourraient être ressenties au niveau de la nature, de la

fréquence et de l'intensité des processus géomorphologiques y étant actifs, principalement en raison d'une possible et attendue évolution des régimes de précipitations régionaux (Rapp, 1995; Nyberg et Rapp, 1998; Germain *et al.*, 2009; Germain et Fortin, 2011). Aux yeux des scientifiques, les impacts susceptibles de découler de ces perturbations sont prévisibles, mais selon les derniers rapports publiés par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat [GIEC], ceux-ci demeurent incertains et difficilement quantifiables (GIEC, 2008, 2012). Les connaissances acquises sur les différents types de mouvements gravitaires représentent donc de précieux atouts pour la compréhension des mécanismes évolutifs de ces milieux vulnérables, ainsi que pour l'anticipation des changements à venir.

Les régions à contexte maritime, tels le sud-ouest du Massif Central et les versants côtiers de la Gaspésie septentrionale, seront vraisemblablement parmi les plus éprouvées en situation de forçages climatiques (GIEC, 2008, 2012; Mission d'Étude et de Développement des Coopérations Interrégionales et Européennes [MEDCIE], 2008). Parmi les impacts attendus, l'augmentation des températures pourrait optimiser la formation de systèmes dépressionnaires sur les océans. Davantage d'intrusions de ces masses d'air sur les territoires continentaux en proie aux conditions hivernales pourraient entraîner la dénaturation des régimes de précipitations saisonniers. De plus, une plus forte tendance aux sécheresses estivales, jumelée à des précipitations automnales et hivernales plus fréquentes et plus intenses, pourrait avoir comme conséquences d'augmenter l'instabilité des sols et par le fait même, la vulnérabilité des versants face à l'occurrence de certains types de mouvements gravitaires rapides (MEDCIE, 2008; GIEC, 2012).

À ce titre, l'évolution des formes du paysage en fonction du climat n'est pas une notion nouvelle. Bien au contraire, plusieurs chercheurs se sont intéressés aux mutations géomorphologiques des paysages montagnards depuis la fin de la dernière période glaciaire (e.g. André, 1995; Ballantyne, 2002; Jomelli *et al.*, 2007). Si les changements en cours s'inscrivent en quelque sorte dans cette continuité, l'influence désormais reconnue des activités humaines sur le climat semble à l'origine de fluctuations beaucoup plus rapides et perceptibles (GIEC, 2008, 2012). Dans les milieux tempérés froids, la perspective de ces perturbations a déjà attiré l'attention de certains chercheurs, notamment en Gaspésie

septentrionale (Germain *et al.*, 2009; Fortin et Hétu, 2009; Ouellet, 2010; Fortin *et al.*, 2011; Fortin et Germain, 2011; Ouellet et Germain, 2014). La quasi-absence d'études en ce sens dans les massifs volcaniques d'Auvergne suscite toutefois certaines interrogations, ceux-ci étant pourtant exposés directement aux systèmes dépressionnaires en provenance de l'Atlantique. Une étude récente incite d'ailleurs à croire que la dynamique géomorphologique des vallées avalanches de la région pourrait déjà être influencée par ces perturbations (Navarre, 2011).

Lors d'une campagne de terrain visant à quantifier les impacts géomorphologiques des avalanches de neige dans la vallée de la Santoire (monts du Cantal, Auvergne, France), Navarre (2011) décrit une langue à blocs d'avalanche (*avalanche boulder tongue*) dont l'organisation sédimentologique serait le résultat d'un remaniement initié par une fonte rapide de la neige suivant un réchauffement soudain des températures. Le processus responsable serait survenu au mois de novembre 2010 et aurait généré des impacts géomorphologiques pouvant à la fois être imputés aux coulées de débris et aux coulées de neige liquéfiée. À priori, l'auteur ayant choisi d'orienter ses objectifs de recherche autrement, plusieurs interrogations subsistent quant à la dynamique rhéologique et aux circonstances exactes d'occurrence de l'évènement. Par ailleurs, il apparaît qu'aucune étude n'ait jusqu'à présent porté sur les processus géomorphologiques évoqués dans le secteur. Il semblerait également que l'occurrence de coulées de neige liquéfiée n'ait encore jamais été observée à cette période de l'année dans les multiples environnements où celles-ci ont à ce jour été documentées (Onesti et Hestnes, 1989; Hestnes, 1998). Dans tous les cas, il s'avère qu'un scénario climatique atypique pourrait bien être à l'origine de ce processus géomorphologique aux apparences inhabituelles.

En regard de la singularité de ce phénomène recensé dans la vallée de la Santoire au cours du mois de novembre 2010, la présente étude propose une analyse dendrogéomorphologique, dont le principal objectif est de permettre une meilleure compréhension de la dynamique géomorphologique d'un versant subalpin paléo-volcanique exposé aux influences maritimes. L'approche adoptée repose sur l'analyse des cernes de croissance des arbres, l'analyse des dépôts de surface et de la morphologie constituante du paysage local, ainsi que sur l'analyse des données climatiques régionales disponibles. Par

conséquent, bien que cette étude vise avant tout à déterminer la nature des événements survenus en novembre 2010, des efforts sont également déployés afin de dresser un portrait d'ensemble de la dynamique de versant de la vallée de la Santoire. Pour ce faire, trois objectifs secondaires sont poursuivis: 1) caractériser la morphologie et les dépôts de surface du versant de Roche Noire; 2) reconstituer par dendrogéomorphologie l'activité géomorphologique récente du versant; 3) identifier les conditions météorologiques susceptibles de contrôler l'activité géomorphologique du versant. Enfin, en raison de similarités climatiques et topographiques entre le secteur d'étude et les versants de la Gaspésie septentrionale exposés aux influences maritimes, il semble pertinent de chercher à mettre en lumière les similitudes et différences qui sauraient exister entre ces deux environnements, et ce, afin de potentiellement contribuer à documenter les impacts des changements climatiques de part et d'autre de l'Atlantique.

CHAPITRE I

RÉGION ET SITE D'ÉTUDE

1.1 Région d'étude

1.1.1 Localisation géographique et cadre physiographique

La présente étude a été menée à l'ouest du Massif Central, chaîne de montagnes de la France centrale culminant à 1885 m d'altitude (i.e. Puy de Sancy). Ce massif ancien présente un relief dissymétrique incliné selon un axe nord-est / sud-ouest (Battiau-Quenney, 1993). Il est bordé par les massifs du Morvan et du Jura au nord-est, les Alpes à l'est, les Cévennes et la mer Méditerranée au sud-est, la Montagne Noire au sud, les Pyrénées au sud-ouest, ainsi que par l'océan Atlantique à l'ouest (fig. 1.1).

Le secteur privilégié dans le cadre de ce projet est situé dans la portion sud-ouest de l'Auvergne, région administrative du centre de la France. Plus précisément, les différentes étapes de cette investigation ont été menées dans la vallée de Santoire, héritage volcanique et glaciaire, ainsi que partie prenante du cœur du département du Cantal. Celle-ci trouve son origine à environ 120 km au sud-ouest de Clermont-Ferrand, chef-lieu régional établi à un peu plus de 400 km au sud de Paris (fig. 1.2). La Santoire est une vallée en auge qui incise la partie nord-est du massif du Cantal, premier complexe topographique en importance du département. Cet ancien stratovolcan, dont la superficie et le diamètre sont respectivement estimés à 2500 km² et 70 km, est présenté par certains comme le plus grand volcan d'Europe. D'une altitude de 1855 m, le Plomb du Cantal représente le point culminant du massif et s'avère être le deuxième sommet en importance à l'échelle de l'ensemble du Massif Central (Nehlig *et al.*, 2001; Nehlig, Boivin *et al.*, 2003; Nehlig, 2007).

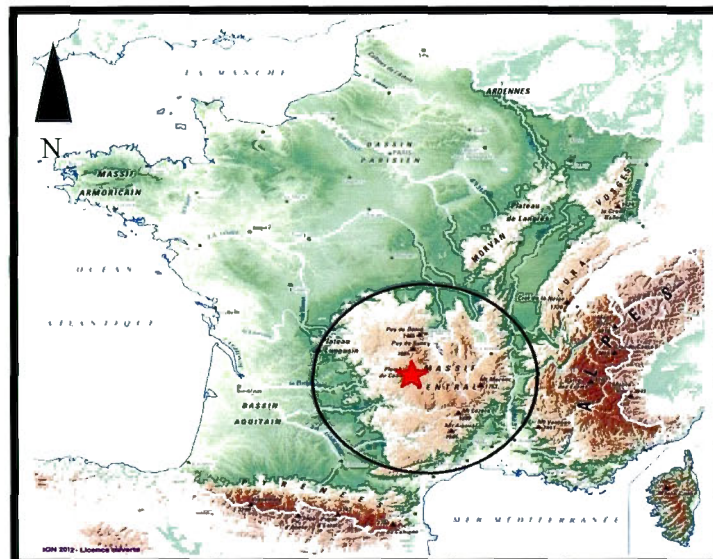


Figure 1.1 Massif Central et cadre physiographique de la région d'étude (modifiée de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière [IGN], 2012).

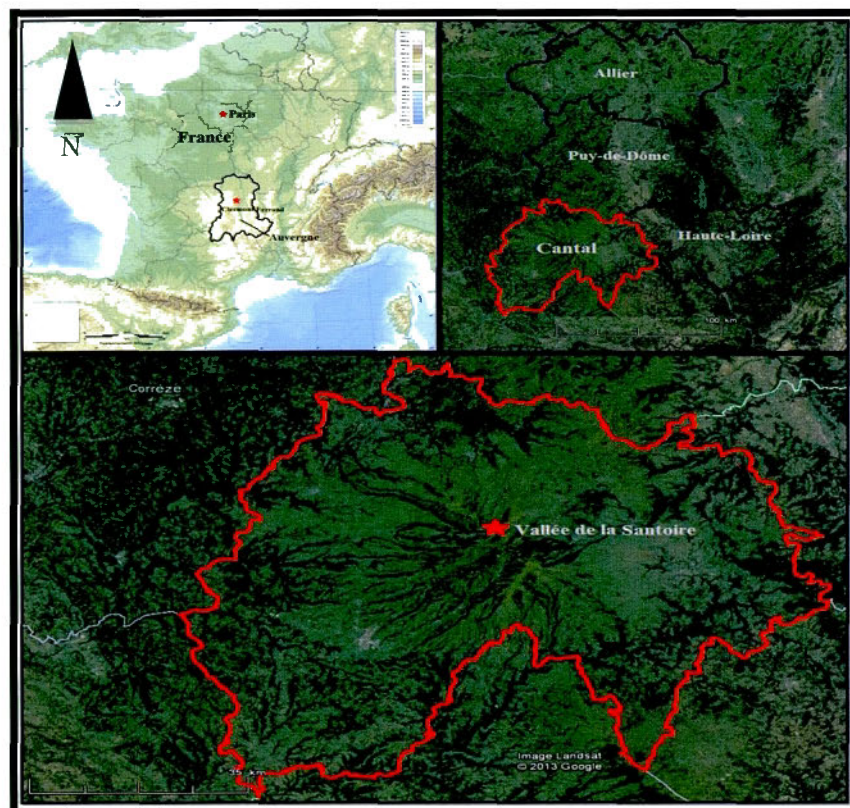


Figure 1.2 Localisation du terrain d'étude (N 45°06'46''; E 2°43'39'') (modifiées de *Cartedefrance.fr* (2013) et *Goole Earth* (2013)).

1.1.2 Contexte géologique et paléogéomorphologie régionale

La morphologie actuelle du Massif Central et des monts du Cantal est le résultat d'une série d'évènements de nature géologique, climatique et géomorphologique, s'étant succédé sur une période de plusieurs centaines de millions d'années. Le socle rocheux du massif est composé de roches métamorphiques, ainsi que de roches cristallines et cristallophylliennes, dont le granite, lequel constitue plus de 50 % de son volume total (Derruau-Boniol et Fel, 1963; Battiau-Quenney, 1993). Cette assise rocheuse correspond à l'ossature de l'ancienne chaîne de montagnes «Hercynienne», dont la formation débute au Cambrien, il y a quelques 500 Ma. Vers 350 Ma, des reliefs semblables à ceux pouvant être actuellement observés dans l'arc alpin européen caractérisent alors la région (Nehlig, 2007). Lors de l'ouverture de l'océan Atlantique, il y a environ 190 Ma, la chaîne «Hercynienne» alors au stade de pénéplaine, se retrouve en partie submergée. Cette phase marine est responsable de la mise en place de dépôts sédimentaires marins ayant par ailleurs été retrouvés jusqu'à 1500 m d'altitude dans le sud du massif (Derruau-Boniol et Fel, 1963; Nehlig, 2007).

Vers 65 Ma commence le premier de deux épisodes de volcanisme intra-plaque à être survenu dans la région. À ce moment, la surrection des Alpes et des Pyrénées provoque le soulèvement de plateaux et la création d'un système de failles à l'origine d'une intense activité volcanique. Celle-ci atteint son paroxysme au cours du Miocène, il y a entre 10 et 4 Ma, lors d'un nouveau soulèvement du massif. Cette période est responsable de la mise en place des chaînes de volcans les plus imposantes de la région, dont le massif du Cantal (Battiau-Quenney, 1993; Nehlig *et al.*, 2001; Nehlig, Boivin *et al.*, 2003). Cette phase explique également la présence de granites et de roches métamorphiques du socle à des altitudes plus élevées. Il demeure néanmoins que la majorité des affleurements rocheux régionaux sont d'origine volcanique, leur genèse étant associée à la déposition et la mise en place de laves (i.e. basaltes, phonolites), de coulées trachyandésitiques et de complexes bréchiques (Nehlig *et al.*, 2001; Nehlig, Boivin *et al.*, 2003; Nehlig, 2007), conférant ainsi au substrat une certaine friabilité, particulièrement par temps sec (Veyret, 2000; Foucault et Raoult, 2005).

Outre l'action de multiples coulées de débris d'origine volcanique (7,4 à 6,8 Ma) responsable de l'altération du substrat et de la mise en place de dépôts de lahars cendro-ponceux (Nehlig *et al.*, 2001), le relief actuel du Cantal est le résultat d'un remaniement important et attribuable aux glaciations du Quaternaire, ainsi qu'à divers processus géomorphologiques actifs lors des périodes para et périglaciaires subséquentes. Lors de la plus récente glaciation dite « würmienne », la région a été recouverte par une immense calotte de glace responsable de la mise en place d'un vaste système de langues glaciaires. Celles-ci sont à l'origine de la formation de nombreux cirques glaciaires et d'un système de vallées en auge (e.g. Santoire), parfois entravées d'arcs morainiques et convergeant de façon radiale vers le centre actuel des vestiges de l'ancien édifice volcanique. Ces vallées découpent les secteurs périphériques du Cantal en immenses plateaux triangulaires appelés « planèzes », sur lesquels des champs de drumlins sont parfois observés (Etlicher et De Goer De Hervé, 1988; Veyret, 2000; Nehlig, 2007). Par conséquent, des dépôts glaciaires, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires sont également susceptibles de recouvrir le substrat selon les secteurs, ajoutant à la complexité géologique et sédimentologique des sols de la région.

1.1.3 Climat régional

Le Cantal est situé dans la zone tempérée de l'hémisphère nord et tout comme le reste du Massif Central, il est réputé pour la rudesse et l'instabilité de son climat. De manière générale, le climat y est caractérisé par des précipitations très abondantes, des hivers longs et froids, ainsi que par des étés aux conditions météorologiques variant au gré des particularités géographiques locales. Ce climat aux multiples qualificatifs est le résultat d'un affrontement perpétuel entre divers paramètres météorologiques, dont l'influence varie en fonction de l'altitude, de l'orientation des versants, ainsi que des vents dominants (Derruau-Boniol et Fel, 1963; Mottet, 1999; Veyret, 2000).

De par leur organisation géographique, certains versants et sommets des monts du Cantal constituent le premier obstacle continental rencontré par les masses d'air humide en provenance de l'océan Atlantique. Cette situation expose les vallées de la région à d'abondantes précipitations orographiques, ainsi qu'aux perturbations résultant de fréquents redoux hivernaux (Serre, 1998; Jubertie, 2006; MEDCIE, 2008). Si le climat océanique constitue la principale influence climatique des monts du Cantal, il s'avère que certains

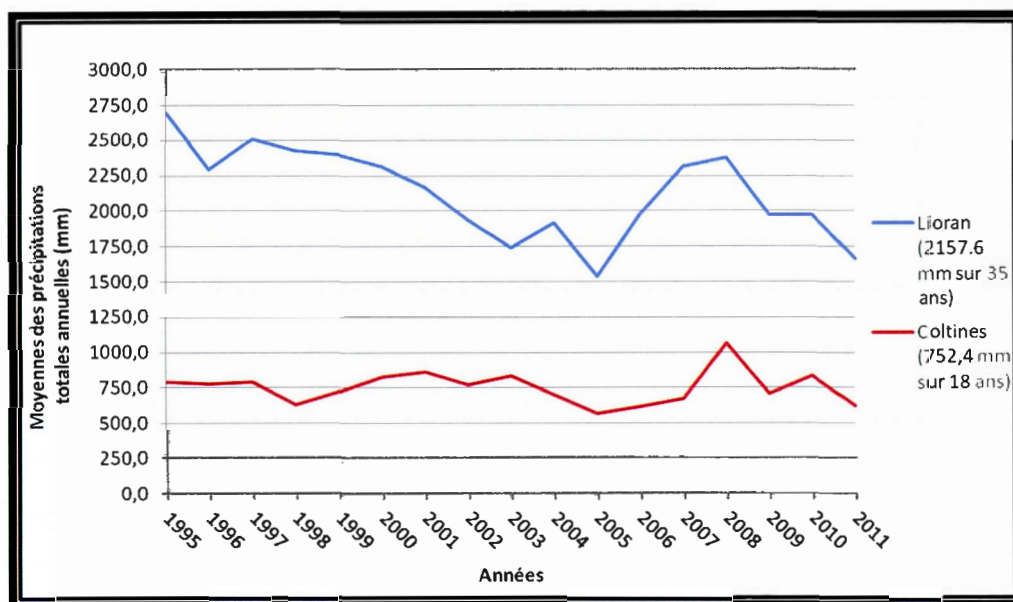


Figure 1.4 Comparaison des moyennes de précipitations annuelles totales (liquides + solides) des stations météorologiques de Coltines (N 45°04'24"; E 2°59'24") et du Lioran (N 45°04'48"; E 2°44'48") entre 1995 et 2011. Moyennes calculées pour les périodes de 1978 à 2011 au Lioran et de 1995 à 2011 à Coltines (source des données : Météo-France, 2012).

Dans le Cantal, les précipitations sont plus fréquentes en automne et en hiver (tabl. 1.1), où les quantités reçues lors de ces périodes saisonnières atteignent en moyenne plus de 60 % du total annuel. La majorité des chutes de neige surviennent entre les mois de novembre et d'avril, mais il est commun que de brefs épisodes aient lieu en octobre ou en mai (Serre, 1998; Météo-France, 2012). Si les précipitations neigeuses sont importantes au-delà de 1000 m d'altitude, les redoux hivernaux attribuables à l'intrusion continentale de masses d'air océaniques y font cependant en sorte de limiter les accumulations de neige au sol. Cette réalité a également comme conséquence d'entraîner de nombreux épisodes de précipitations mixtes ou de pluies hivernales qui, jumelées à ces hausses de température, sont à même d'entraîner la fonte du couvert nival lors des mois hivernaux les plus froids. Ce phénomène a également pour incidence de complexifier toute tentative de calcul des quantités annuelles totales de pluies hivernales et par conséquent, de restreindre le niveau de précision associé à leur quantification. Ainsi, en vertu de l'influence de ces fluctuations thermiques sur la nature des précipitations hivernales, la formation de manteaux neigeux multicouches est fréquente (Serre, 1998; Jubertie, 2006; Navarre, 2011). Malgré tout, au-delà de 1200 m d'altitude,

l'enneigement dans le Cantal est pratiquement continu (≥ 1 cm) sur une période de quatre à cinq mois et comme en témoigne la moyenne de 292,2 cm enregistrée à la station du Lioran de 1977 à 2011 (tabl. 1.2), des quantités de neige considérables y sont reçues sur une base annuelle (Météo-France, 2012; Préfet du Cantal, 2013a).

Tableau 1.1

Normales saisonnières et annuelles de précipitations totales (mm) (liquides + solides) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 et 2011
(source des données : Météo-France, 2012).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	207,9	192	194,5	171,5	171,9	133,8	119,4	127	158,3	212,8	201	245
Min.	39,6	42,4	7,4	7,2	60,8	29,8	19	32,6	4,5	26,7	39	27
Max.	460,4	403	465,6	457,4	335	399,4	290	257,8	468,6	387,5	512	578

Minimum annuel des précipitations totales : 1475,4 mm

Maximum annuel des précipitations totales : 2695,6 mm

Moyenne annuelle des précipitations totales : 2157,6 mm

Tableau 1.2

Normales saisonnières et annuelles de précipitations solides (cm) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 et 2011 (source des données : Météo-France, 2012).

	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
Moyenne	25,3	51,7	70,9	59,2	58,2	21,7
Minimum	0	0	10	16	0	0
Maximum	77	163	176	163	158	110

Minimum annuel des précipitations solides : 115 cm

Maximum annuel des précipitations solides : 551 cm

Moyenne annuelle des précipitations solides : 292,2 cm

1.1.3.2 Régime de température

Les versants fortement arrosés du Cantal profitent de températures annuelles habituellement douces et humides. Les secteurs bénéficiant de conditions d'abri sont marqués par des températures plus chaudes et moins de jours de gel, mais de manière générale, tous les secteurs au-delà de 700 m d'altitude sont sujets au gel sur une base annuelle (Rieutort, 2006). Les étés y sont relativement courts et humides, tandis que les hivers y sont plus longs et ponctués d'épisodes sporadiques de grands froids. Les phénomènes d'inversions thermiques occasionnés par les incursions d'air océanique sont communs et à l'origine de cycles de gel - dégel [CGD] fréquents susceptibles de fragiliser le substrat rocheux, ou encore de favoriser la mise en place de couches de glace dans le couvert nival (Serre, 1998; Veyret, 2000; Navarre, 2011). L'amplitude thermique journalière régionale est donc importante, particulièrement lors de la saison hivernale (Navarre, 2011). Les valeurs de températures saisonnières enregistrées au-dessus de 1200 m d'altitude sont présentées dans le tableau 1.3. De façon générale, les hautes terres du Cantal sont exposées à une température annuelle moyenne de 6,5°C, avec des valeurs extrêmes sur une base mensuelle ayant respectivement été observées au cours des mois de janvier (i.e. -3,7°C) et de juillet (i.e. 19,5°C) (tabl. 1.3).

Tableau 1.3

Normales mensuelles et annuelles de température (°C) enregistrées à la station du Lioran entre 1977 et 2011* (source des données : Météo France, 2012).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	-0,8	0,0	2,0	4,4	8,4	12,3	14,5	14,2	11,2	8,1	2,8	0,2
Min.	-3,7	-3,4	-1,6	0,5	4,1	7,6	9,5	9,3	6,7	4,2	-0,4	-2,7
Max.	2,1	3,3	5,5	8,3	12,7	16,9	19,5	19,1	15,7	11,9	5,9	3,1

Minimum moyen annuel : 2,5°C

Maximum moyen annuel : 10,4 °C

Moyenne quotidienne annuelle : 6,5°C

*Les années 1977, 1981, 1983, 1991, 1992, 1993 et 1994 n'ont pas été considérées en raison de séries de données manquantes ou incomplètes.

1.1.4 Végétation

La végétation que l'on retrouve dans les monts du Cantal est principalement dominée par le hêtre (*Fagus sylvatica*) dans les secteurs non défrichés, et ce, jusqu'à environ 1500 m d'altitude. L'agriculture pastorale est omniprésente dans les fonds de vallées, laissant place à des pâturages pratiquement dénudés et peuplés de poacées (*Poaceae*) et d'éricacées (*Ericaceae*). Le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) est présent jusqu'à 1000 m d'altitude et d'autres espèces, tels l'aulne vert (*Alnus viridis*), le sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*), le saule marsault (*Salix caprea*) et le charme (*Carpinus betulus*) y sont également observés. De petites zones forestières peuplées de sapins (*Pinaceae*) apparaissent à plus de 1000 m d'altitude dans les secteurs plus froids et plus humides. La végétation subalpine est prépondérante à plus de 1500 m d'altitude. On y retrouve de la pelouse subalpine, plusieurs espèces de fleurs endémiques, ainsi que des arbres prostrés. Finalement, les sommets sont dominés par une végétation plus chétive, principalement des mousses et des lichens. (Derruau-Boniol et Fel, 1963; Nehlig, 2007; Navarre, 2011; Persuy, 2011).

1.1.5 Contexte géomorphologique régional, aléas et risques naturels

En raison de leurs caractéristiques géologiques, géomorphologiques et climatiques intrinsèques, la plupart des vallées du Cantal sont sujettes à de forts taux d'érosion et présentent toutes des conditions favorables à l'occurrence de plusieurs types de mouvements gravitaires (Krzemień et Sobiecki, 2004; Jubertie, 2006; Navarre, 2011). Bien que n'étant pas complètement ignorée, la dynamique géomorphologique locale de ces processus demeure mal comprise en raison du faible nombre d'études s'y étant consacré. En 2003, la préfecture du Cantal déposait pourtant un rapport faisant état d'une variété considérable d'aléas naturels susceptibles de représenter un risque pour les habitants et les infrastructures du département. De surcroît, un exercice mené en regard d'évènements et d'accidents antérieurs recensés (tabl. 1.4) a permis d'identifier les communes exposées aux risques naturels, telles les avalanches de neige, divers types de mouvements de terrain ainsi que les épisodes de ruissellement intense et les inondations torrentielles (Préfet du Cantal, 2003).

Malgré le fait qu'une grande part des secteurs à risque apparaisse aujourd'hui connue des autorités et des populations locales, il semblerait que la « culture » du risque locale soit

Tableau 1.4

Recension d'événements et d'accidents marquants causés par l'occurrence d'aléas naturels dans le département du Cantal (sources: voir appendice A).

Type d'aléa naturel	Localisation	Date	Décès	Causes	Particularités
Coulée de neige liquéfiée/coulée de débris	Puy de Peyre-Arse, Cantal	2010-11-11 au 19	0	Inversion de température	Chutes de neige / hausse de T° / pluies abondantes / fonte nivale
Avalanche neige humide	Puy de Peyre-Arse, Cantal	2010-02-04	1	Conditions météo & instabilité du manteau neigeux	Skieur expérimenté hors-piste
Avalanche	Le Lioran, Cantal	2007-02-12	0	N.D.	Petite avalanche station de ski du Lioran
Avalanche neige humide	Le Lioran, Cantal	2005-12-08	1	Conditions météo et instabilité du manteau neigeux	Implique un gendarme de montagne en patrouille
Inondations, coulées de boue	Lavigerie, Cantal	2004-01-12/13	N.D.	N.D.	N.D.
Avalanche	Brèche de Rolland, Cantal	2003-02-22	1	N.D.	Implique un instructeur d'alpinisme avec cordée de 9 personnes
Inondations, coulées de boue, glissements de terrain	Lavigerie, Cantal	1999-12-25 au 29	N.D.	N.D.	N.D.
Inondations, coulées de boue	Lavigerie, Cantal	1994-11-4 au 6	N.D.	N.D.	N.D.
Tempête de neige importante	Cantal	1989-02-23 au 28	N.D.	Chutes de neige très importantes	Isolement de plusieurs villages et hameaux, routes bloquées
Tempête importante	Lavigerie, Cantal	1982-11-6 au 12	N.D.	N.D.	N.D.
Avalanche	Puy de la Tourte, Cantal	Hiver 1928	N.D.	N.D.	Corridor de 30 mètres de largeur dans une forêt de hêtre de 30 cm de diamètre
Avalanche	Cheylade, Cantal	Hiver 1855	7	N.D.	Destruction totale d'une habitation occupée
Avalanche	Secteur de Vic-en-Caladez (Vic-sur-Cère), Cantal	Hiver 1788	4	N.D.	Étable abritant 4 domestiques et 40 bovins complètement rasée

davantage liée à une mémoire collective construite autour de la connaissance d'événements passés ayant impliqué des pertes humaines et matérielles, qu'à l'éducation institutionnelle et les campagnes de prévention ciblées. Cette situation pourrait d'ailleurs être expliquée par le fait que les aléas naturels régionaux les plus actifs ne profitent pas d'autant de visibilité que dans les autres massifs montagneux de France, ceux-ci étant apparemment beaucoup moins fréquents. En conséquence, bien que les médias locaux rapportent les déclenchements préventifs ou les exercices de sauvetage en situation d'avalanche sur certains sommets du

Cantal, il n'existe encore aucun bulletin d'avalanche officiel dans la région (Météo France, 2013). La mise en place d'un indice quotidien du risque avalancheux à la station de ski du Lioran confirme cependant que cet aléa est bel et bien présent dans la région. En ce sens, il n'apparaît pas exagéré d'envisager que le potentiel de risque y étant associé soit plus important que l'on pourrait initialement le croire. Cette présomption s'appuie sur un manque apparent au niveau du partage de l'information, mais également sur le fait que plusieurs sites propices à l'occurrence de mouvements gravitaires pourraient être passés sous le radar des experts, notamment en raison de la non-considération des événements sans conséquences dramatiques.

1.1.6 Influences anthropiques

Au début du XIX^e siècle, le Cantal a fait l'objet d'une déforestation intense et d'un défrichage important sur une grande portion de son territoire. À cette époque, l'agriculture pastorale occupe une immense part de l'économie locale, celle-ci entraînant la disparition des forêts dans la plupart des vallées de la région, à la faveur de troupeaux d'élevage et d'une mise en culture des terres. Dès 1840, suite à d'importantes inondations torrentielles, s'organise la mise en place d'un programme de reboisement visant à stabiliser les versants en proie aux effets érosifs de l'activité torrentielle et avalancheuse affectant désormais les populations locales (Derruau-Boniol et Fel, 1963; Collectif, 1987; Nehlig, 2007; Navarre, 2011). Encore aujourd'hui, malgré une certaine amélioration de la situation, ces pratiques agricoles anciennes sont, outre les caractéristiques physiques du milieu, l'une des principales causes de la vulnérabilité des sols face à l'érosion.

Le département du Cantal est aussi marqué par une forte présence touristique. Chaque année, plusieurs adeptes de plein air sont attirés par les nombreuses activités récréatives qu'offre ce milieu de moyennes montagnes (i.e. randonnée pédestre, ski alpin, ski de fond, hors-piste, alpinisme, parapente, etc.). Dans les secteurs de plus haute altitude, l'accroissement du piétinement des sols généré par une présence humaine importante peut s'avérer être à l'origine de l'amplification de la dynamique géomorphologique des versants. L'aménagement de toujours plus de pistes de randonnée est effectivement responsable d'une hausse des taux de dénudation des sols, exposant encore davantage ceux-ci à l'action érosive de l'eau, de la neige et du gel (Veyret, 2000).

1.2 La vallée de la Santoire et le secteur de Roche Noire

1.2.1 La vallée de la Santoire

La Santoire est l'une des nombreuses vallées glaciaires du Cantal. Perchée à plus de 1080 m d'altitude, elle est caractérisée d'un substrat principalement d'origine volcanique (i.e. trachyandésites et brèches). Située à environ 5 km à vol d'oiseau au nord-est du Plomb du Cantal (1855 m) et du puy Griou (1690 m), sommets considérés comme le cœur de l'ancien stratovolcan du Cantal (Nehlig, 2007), ses lignes de crêtes sont disposées selon un axe sud-ouest (amont) / nord-est (aval) et son relief est constitué de plusieurs hauts sommets (fig. 1.5). Ainsi, le puy de Seycheuse (1650 m), le Téton de Vénus (1669 m), le puy Bataillouse (1683 m) et le puy de Peyre-Arse (1806 m, deuxième sommet du Cantal) font de la vallée un obstacle orographique d'envergure pour les masses d'air océaniques. Ses versants sont exposés à d'importantes précipitations annuelles (≥ 2000 mm), ainsi qu'à de fréquentes et brusques inversions thermiques (Serre, 1998; Jubertie, 2006; Navarre, 2011). En raison de ces précipitations abondantes et d'un taux de ruissellement important, une rivière (i.e. la Santoire) prend sa source à environ 1400 m d'altitude sur les flancs du puy de Peyre-Arse et du col de Cabre, celle-ci occupant le talweg de la vallée, outrepassant son embouchure.

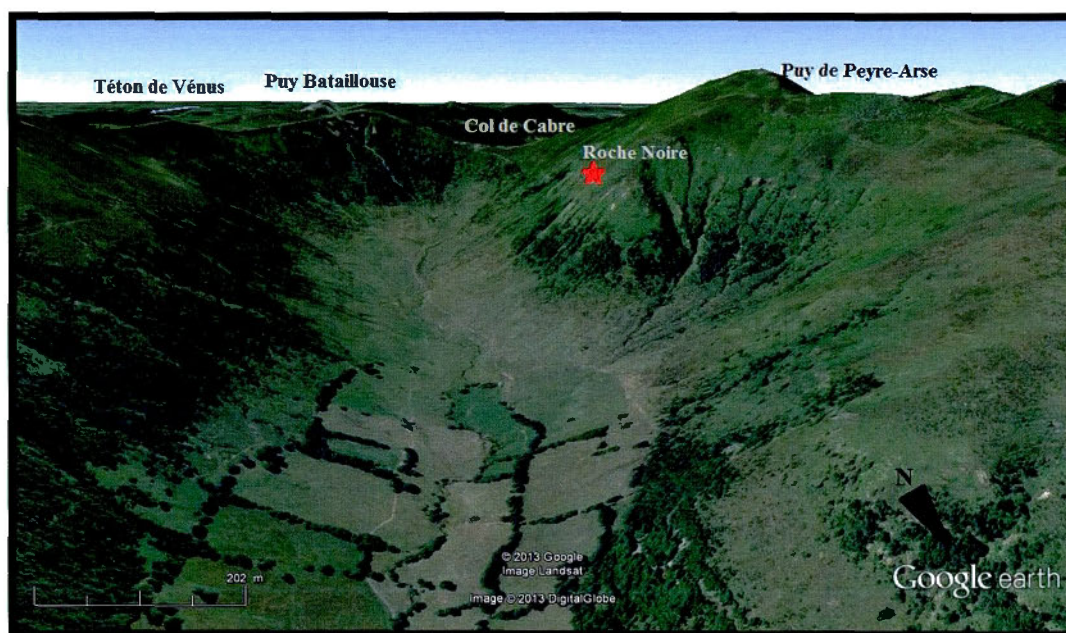


Figure 1.5 Extrémité sud-ouest et principaux sommets de la vallée de la Santoire. Le secteur de Roche Noire est identifié par l'étoile rouge (modifié de *Google Earth*, 2013).

De par l'orientation géographique des lignes de crête de la vallée, les versants de la Santoire sont majoritairement exposés au sud-est et au nord-ouest et se retrouvent donc perpendiculaires aux principaux influx climatiques régionaux (Navarre, 2011). De manière générale, les versants exposés à l'ouest sont les plus arrosés, tandis que ceux en position d'abris, légèrement plus secs, sont vulnérables à la formation de congères lors de la période hivernale. Il apparaît néanmoins qu'en raison de l'altitude modeste des sommets (< 2000 m), les versants orientaux sont également affectés par les systèmes dépressionnaires d'origine océanique (Serre, 1998; Jubertie, 2006).

Au même titre que l'ensemble des vallées défrichées du Cantal, la Santoire est très peu boisée en raison des influences anthropiques passées et actuelles. La végétation basse domine les pâturages, mais on y retrouve également toutes les essences d'arbres régionales. Les secteurs boisés sont principalement situés à mi-versant, tandis que les sommets et le fond de la vallée en sont pratiquement dépourvus, nonobstant quelques rangées d'arbres bordant les limites cadastrales des lotissements (fig. 1.6). Selon certains habitants de la vallée, plusieurs des boisés de mi-versant auraient été plantés au cours du XVIII^e siècle, avec comme objectif d'ériger des barrières naturelles contre les processus gravitaires sur les versants alors très actifs dans la vallée (Navarre, 2011).



Figure 1.6 Répartition de la végétation dans la vallée de la Santoire. Versant oriental du puy de Peyre-Arse (crédit photo : Bouchard, 2012).

Dans la Santoire, la présence humaine est à son paroxysme à l'extrémité nord-est où se situe la commune de Lavigerie (N 45°08'18''; E 2°44'58''), regroupement de hameaux d'une centaine d'habitants. Plusieurs pâturages découpent les versants parfois très abrupts et ceux-ci accueillent plusieurs troupeaux de bovins en période d'estive. Le fond de la vallée et les lignes de crêtes sont également parcourus par le *GR4*, important réseau national de pistes de randonnée. Ainsi, la vallée de la Santoire est arpentée quotidiennement sur une base annuelle, la période hivernale étant marquée d'une légère diminution en raison de conditions climatiques souvent hostiles. Malgré tout, de nombreux adeptes de ski hors-piste, de randonnée hivernale ou d'escalade de glace s'y aventurent à bon escient. Tout comme à l'échelle régionale, cette forte présence humaine et animale contribue à la dénudation des sols de la vallée et par le fait même, à accentuer l'instabilité des versants.

Incidemment, la vallée est reconnue par les autorités locales comme étant propice aux mouvements gravitaires rapides, particulièrement aux mouvements de terrain, ainsi qu'à plusieurs types d'avalanches de neige (Navarre, 2011; Préfet du Cantal, 2003). Elle fait partie des neuf vallées avalancheuses du département et son extrémité sud-ouest représente le secteur où le risque est le plus important (Navarre, 2011). Le 4 février 2010, un skieur expérimenté a d'ailleurs été emporté par une avalanche de neige humide sur le versant oriental du puy de Peyre-Arse, ce dernier y laissant malheureusement sa vie. Cette tragédie montre hors de tout doute que ces aléas représentent un réel danger dans la région, rappelant de surcroît toute l'importance de bien comprendre leur dynamique à l'échelle locale et régionale.

1.2.2 Le secteur de Roche Noire

Le choix de l'actuel site d'étude repose principalement sur les événements de novembre 2010 survenus à l'extrémité sud-ouest de la vallée et brièvement évoqués par Navarre (2011). Il s'agit d'un secteur situé aux abords d'un chenal torrentiel de premier ordre qui incise le versant oriental du puy de Peyre-Arse sur une section très abrupte du versant et surnommée « Roche Noire » par la population locale (fig. 1.6 et 1.7). Le site investigué (N 45°06'41''; E 2°43'27'') regroupe trois couloirs (i.e. RN1, RN2 et RN3), ceux-ci incisant parallèlement un boisé dominé par l'aulne vert. À leurs embouchures se trouve une zone d'accumulation sédimentaire imposante et chaotique (fig. 1.8), la partie distale de celle-ci



Figure 1.7 Face est du puy de Peyre-Arse et secteur de Roche Noire (encadré) (crédit photo : Bouchard, 2012).

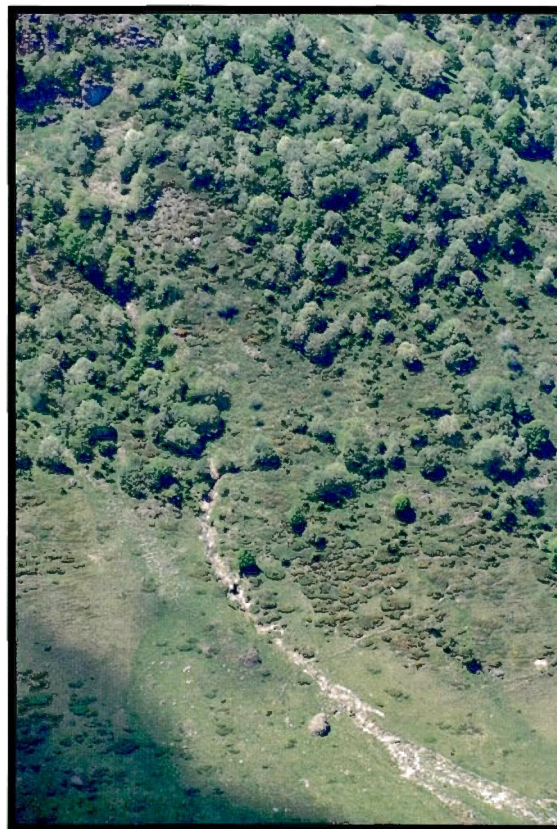


Figure 1.8 Site de la coulée de Roche Noire (crédit photo : Bouchard, 2011).

étant tronquée perpendiculairement par un segment du *GR4*, ainsi que par la rivière Santoire située quelques dizaines de mètres plus en aval. Cette zone est également caractérisée par une végétation basse typique des pâturages montagnards et par l'absence d'arbres matures vivants. Lors de la période estivale, un troupeau de bovins occupe le secteur et cette présence est à l'origine de perturbations pédologiques et écologiques importantes.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Choix du site d'étude et cartographie

Malgré une dynamique géomorphologique active et reconnue par les autorités locales, les monts du Cantal et la vallée de la Santoire demeurent des milieux méconnus des géomorphologues. Ce sont avant tout les travaux réalisés par Navarre (2011) qui ont su éveiller un intérêt pour la région et exposer la problématique abordée dans le cadre de cette recherche. À travers l'analyse qu'il propose, ce dernier fait allusion à un processus géomorphologique survenu au mois de novembre 2010, dont les impacts sur la morphologie de la vallée s'apparentent à la fois aux coulées de débris (*debris flow*) et aux coulées de neige liquéfiée (*slush flow*). En regard des faits rapportés au fil des mois suivants et du contexte climatique particulier s'y rattachant, les démarches nécessaires à cette investigation ont été entreprises au début de l'année 2011.

Une première reconnaissance des lieux a été effectuée lors du mois de mai 2011 afin de mieux orienter la campagne de terrain subséquente. Ce séjour d'acclimatation a notamment permis une photographie minutieuse du terrain d'étude, assurant du même coup un suivi minimal de l'évolution géomorphologique du site. La campagne de terrain officielle a ensuite été menée lors des mois de juillet et août 2012. Suite à l'analyse des photographies aériennes disponibles, la partie nord du versant de Roche Noire a été parcourue dans sa totalité avec pour objectif, la caractérisation géomorphologique et la cartographie du site. Cette étape a eu comme avantage de permettre la circonscription des différents points d'intérêts susceptibles de permettre une meilleure compréhension de la dynamique géomorphologique du versant.

Les données et mesures nécessaires à l'élaboration du profil longitudinal du terrain ont été récoltées à l'aide d'un ruban à mesurer de 30 mètres, d'un système de positionnement

global [GPS] *Garmin Oregon 450*, d'une boussole *Brunton Nexus 15TDCL Elite* (précision $\pm 1^\circ$), ainsi que d'un clinomètre *Suunto PM-5 / 360 PC* ($\pm 1/4^\circ$). Certaines données vectorielles et matricielles mises à disposition par l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière [IGN] de France ont également été utilisées. De plus, afin de compléter les données récoltées, une multitude d'observations portant sur les patrons d'accumulations sédimentaires, la distribution spatiale des débris et sur la végétation a été compilée. Certaines des données acquises ont ensuite été intégrées dans les logiciels *Excel 2007*, *Arc Map 10* et *Google Earth 2013*, afin de dégager divers paramètres topographiques susceptibles de permettre la conception de supports visuels et une meilleure interprétation des résultats.

2.2 Caractérisation géomorphologique du site

Une caractérisation géomorphologique minutieuse du site a été préconisée pour l'identification du (ou des) processus responsable(s) de la mise en place des dépôts de surface, et donc de la genèse des différentes formes d'érosion et d'accumulations observées sur le terrain.

2.2.1 Morphologie du terrain

2.2.1.1 Profils de pente

Afin d'élaborer les profils de pente de chacun des couloirs, ceux-ci ont été divisés en segments de longueurs variables en fonction des caractéristiques topographiques rencontrées. Chacun des couloirs a donc été découpé en sections de 10 à 45 mètres, et ce, avec un souci d'homogénéité n'ayant d'égal que l'aspect chaotique du terrain. Pour compléter cette prise de mesure, un point GPS, l'altitude (m), le gradient de pente ($^\circ$), la largeur (m) et la profondeur (m) du couloir ont été systématiquement relevés pour chaque section, le tout étant bonifié de photographies et de notes détaillées. Toutes les données ont ensuite été compilées à l'aide du logiciel *Excel 2007* afin de permettre la conception des profils longitudinaux de chacun des couloirs. Les points GPS ont été intégrés au logiciel *Arc Map 10* pour la création de différentes couches vectorielles (*shape files*). Ces couches ont ensuite été converties en format *KML* à l'aide du logiciel *FME Desktop*, afin de permettre leur superposition sur des images satellites plus récentes générées par le programme *Google Earth 2013*.

2.2.1.2 Paramètres morphométriques et répartition spatiale des débris

Les paramètres morphométriques de certaines des micro et des macro-formes observées ont également été minutieusement recueillis (i.e. largeur, hauteur, profondeur, périmètre, superficie, gradient de pente). La répartition spatiale des débris rocheux et organiques présents sur le site a également fait l'objet d'une grande attention (i.e. étendue, densité, triage, disposition), la dimension des rochers de grandes tailles (≥ 1 m) étant évaluée et le diamètre des arbres morts mesuré à l'aide d'un ruban prévu à cet effet.

2.2.2 Analyses sédimentologiques

2.2.2.1 Profils stratigraphiques et fabriques

Des coupes stratigraphiques naturelles ont pu être observées et décrites dans les zones les plus encaissées des couloirs, soit la zone d'écoulement du couloir RN3 (C1) et les parties médiane et distale de la zone d'écoulement du chenal torrentiel RN2 (C2 et C3). Certaines coupes ont également été analysées dans la zone de déposition de RN2. Il est à noter que pour des raisons d'ordre technique et logistique, aucun échantillon de sol n'a pu être récolté sur le terrain lors de l'investigation.

Afin de permettre une meilleure interprétation du mode de mise en place des dépôts, la disposition tridimensionnelle des clastes présents dans les coupes stratigraphiques des zones d'écoulement RN3 et RN2 (C1, C2 et C3) a été examinée. La réalisation de fabriques a permis l'examen des mouvements latéraux et verticaux des écoulements à travers l'analyse des mesures d'orientation (azimut) et d'inclinaison ($^{\circ}$) de l'axe *a* (longueur) des clastes par rapport à la pente. Ces valeurs ont été récoltées par l'entremise d'un clinomètre et d'un GPS sur des lots de 50 cailloux mesurant de 5 à 15 cm de longueur (Briggs, 1977). Celles-ci ont ensuite été intégrées au logiciel *Stereonet 8* afin de permettre la conception de stéréogrammes visant à faciliter l'interprétation des résultats (Allmendinger *et al.*, 2012). Il est à noter qu'en raison de fortes perturbations pédologiques attribuables à la présence bovine, aucune fabrique n'a été réalisée dans la zone de déposition RN2.

2.2.2.2 Indices morphométriques

Les caractéristiques morphométriques des débris rocheux jonchant le pourtour des couloirs ont été analysées pour l'obtention de données susceptibles d'éclaircir certains points concernant la dynamique rhéologique et la nature du (des) processus actif(s) sur le versant (Briggs, 1977). Pour ce faire, les trois principaux axes (i.e. a : longueur; b : largeur; c : épaisseur) ont été mesurés sur des lots de 50 à 100 cailloux de 5 à 15 cm de longueur et ces mesures ont été utilisées pour le calcul des rapports suivants :

$$x = c / b \quad (1)$$

$$y = b / a \quad (2)$$

Les résultats ont ensuite été intégrés à des diagrammes de Zingg (1935) conçus par l'entremise du logiciel *Excel 2007*, permettant ainsi une représentation graphique de la morphologie générale des cailloux de chaque groupe d'échantillons. Les mesures des axes a , b , et c ont aussi été utilisées pour la réalisation de diagrammes triangulaires également susceptibles de favoriser la visualisation graphique de la forme des cailloux de chaque groupe d'échantillons. Ces manipulations ont été effectuées à l'aide du logiciel *Tri-Plot* (Graham et Midgley, 2000).

Les mesures d'axes obtenues pour chaque échantillon ont de plus permis de calculer les indices morphométriques suivants :

a) indice d'émoussé (Cailleux et Tricart, 1959)

$$((2r)/a) * 1000 \quad (3)$$

où r représente le plus petit rayon de courbure du plan de projection maximal d'un caillou (formé par a et b), valeur obtenue à l'aide d'une cible d'émoussée (Briggs, 1977);

b) indice d'aplatissement (Cailleux et Tricart, 1959)

$$(a + b) / (2c) \quad (4)$$

c) indice de sphéricité (Krumbein, 1941)

$$3\sqrt{((bc) / (a^2))} \quad (5)$$

Les résultats obtenus suite au calcul de ces indices ont ensuite été comparés à l'aide de diagrammes bivariés réalisés par l'entremise du logiciel *Excel 2007* afin d'en faire ressortir, le cas échéant, les disparités morphologiques existantes entre les différents groupes d'échantillons intra et inter-couloirs (Briggs, 1977).

2.3 Reconstitution spatio-temporelle de l'activité géomorphologique de Roche Noire

Dans le cadre de cette étude, la dendrochronologie - l'étude des cernes de croissance des arbres – a été combinée à diverses techniques issues de la géomorphologie afin de jeter un éclairage sur la fréquence et l'intensité des processus géomorphologiques actifs dans les couloirs de Roche Noire. Grâce à la résolution annuelle que permettent les cernes de croissance des arbres, chaque blessure mécanique externe ou séquence de bois de réaction observée est susceptible de fournir des informations précieuses sur la récurrence temporelle de tels processus. De plus, de par l'étendue spatiale des perturbations écologiques pouvant leur être imputées, il devient également possible d'évaluer l'ampleur et l'intensité des écoulements, notamment par l'estimation de la distance parcourue et de la superficie couverte par chacun des évènements recensés.

2.3.1 Dendrogéomorphologie

2.3.1.1 Échantillonnage et traitement des échantillons

Au total, 50 arbres ont été échantillonnés dans les zones d'écoulement des couloirs. En raison de l'absence d'arbres dans la zone de déposition, aucun échantillon n'a pu y être récolté. Par conséquent, la dendrochronologie n'a pu être utilisée pour l'estimation de l'étendue spatiale des évènements. Les années où des processus géomorphologiques sont susceptibles d'avoir affecté les couloirs ont néanmoins pu être identifiées par la datation des cicatrices d'impacts et des séquences de bois de tension observées lors de l'analyse en laboratoire des cernes de croissance.

Les conifères sont reconnus par plusieurs comme très sensibles aux forçages climatiques externes, comme des indicateurs dendrochronologiques à haute résolution pour la reconstitution spatio-temporelle d'évènements géomorphologiques, ainsi que pour leur plus grande facilité d'échantillonnage (Strunk, 1997; Ouellet et Germain, 2014). Néanmoins, leur

absence sur le site a fait en sorte d'orienter la prise d'échantillons vers cinq espèces de feuillus omniprésentes dans les secteurs investigués. En regard de la majorité des travaux ayant fait appel à la dendrochronologie, il apparaît que l'utilisation des feuillus demeure peu fréquente, malgré le fait que plusieurs aient démontré leur potentiel élevé pour ce type d'études (Decaulne et Saemundsson, 2008; Arbellay *et al.*, 2010a, 2010b; Szymczak *et al.*, 2010; Arbellay *et al.*, 2013).

Les arbres échantillonnés ont été sélectionnés en raison de leur localisation en bordure des couloirs, d'une forte présence périphérique de débris rocheux, mais surtout en fonction des blessures mécaniques externes apparentes (i.e. cicatrices d'impacts ou d'abrasion, reprises apicales, exposition du système racinaire, branches et sections du tronc cassées) (fig. 2.1A). Afin de s'assurer que les blessures observées sur les spécimens choisis ont bien été infligées par les processus étudiés, une attention particulière a été accordée à la discrimination des différentes causes de traumatismes possibles. En cas de doute, l'individu concerné a été automatiquement éliminé de la distribution. Au final, l'aulne vert, le saule marsault, le sorbier des oiseleurs, le hêtre commun et le charme sont les espèces qui ont été échantillonnées. Les prélèvements sur les arbres de petite taille ont été effectués sous forme de sections transversales (galettes) et ont été réalisés à l'aide d'une scie escamotable. Les spécimens les plus imposants ont quant à eux fait l'objet d'un carottage perpendiculaire sur les côtés amont et aval du tronc à l'aide d'une sonde de *Pressler* de 5 mm ou encore, d'une coupe sectionnelle (i.e. coin) du côté amont de l'arbre (fig. 2.1B et 2.1C). Le contexte entourant la prise de chaque échantillon a de surcroît été minutieusement détaillé à l'aide de photographies et de notes diverses (i.e. géolocalisation, orientation et hauteur des blessures, diamètre de l'arbre, faits particuliers).

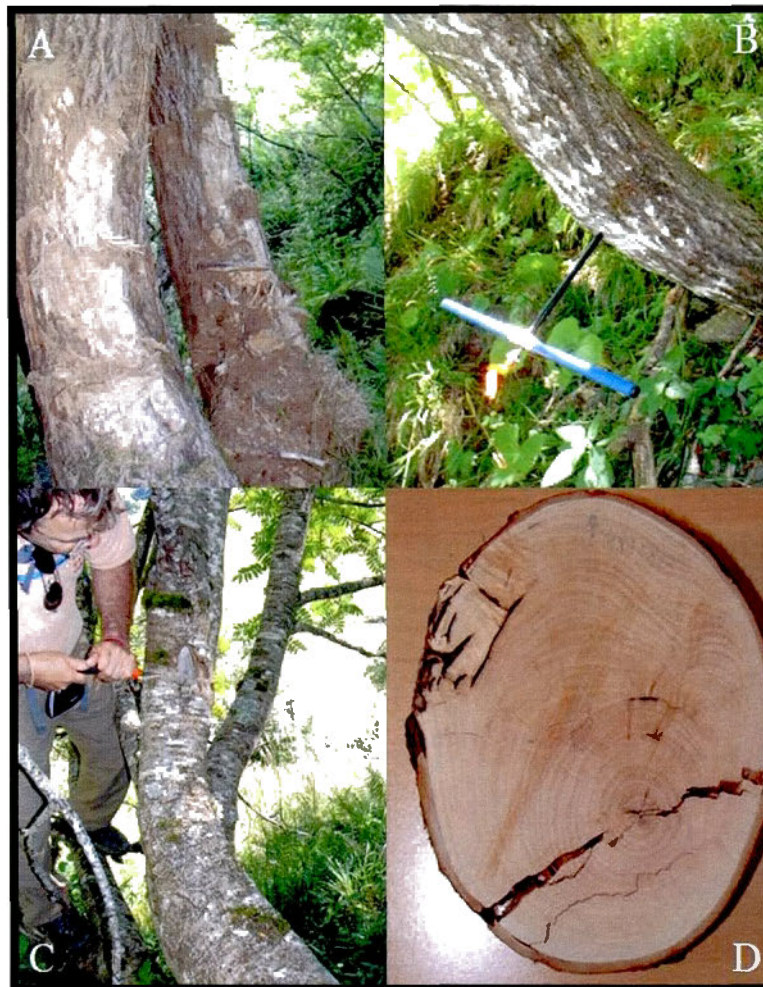


Figure 2.1 A-Blessures mécaniques externes observées sur les arbres; B- carottage à l'aide d'une sonde de *Pressler*; C-coupe d'une section transversale d'un arbre avec une scie escamotable; D-section transversale d'un arbre échantillonné (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).

Aux fins d'analyses en laboratoire, chaque échantillon prélevé a fait l'objet d'un séchage complet et d'un sablage adéquat. En ce qui a trait aux sections transversales (i.e. galettes), faute d'un environnement de travail adapté, la tâche a été effectuée à l'aide d'une ponceuse portable à l'Université Blaise-Pascal II de Clermont-Ferrand. En raison des restrictions douanières sévères visant l'importation de matières ligneuses au Canada, l'ensemble des analyses préliminaires devant porter sur les galettes a été effectué en France. Ces analyses ont été réalisées à l'aide d'une loupe binoculaire, puis les échantillons ont été

numérisés à haute résolution (1200 dpi) afin d'être transportés au Québec sous forme de fichiers *.Tiff* aux fins d'analyses subséquentes. En ce qui concerne les carottes, celles-ci ont d'abord été fixées sur des baguettes de bois, les cernes disposés à la verticale, puis sablées à l'aide d'une ponceuse à ruban. Enfin, le décompte des cernes de croissance, le recensement ainsi que la datation des anomalies de croissance de tous les échantillons ont été réalisés à l'aide du logiciel *Windendro*.

2.3.1.2 Datation des anomalies de croissance

Malgré la variété d'anomalies de croissance pouvant être utilisées pour la reconstitution spatio-temporelle des processus géomorphologiques (Shroder Jr., 1978, 1980; Strunk, 1997), seules deux d'entre elles ont été retenues dans le cadre de cette étude, soit les cicatrices d'impacts et les séquences de bois de réaction. Celles-ci ont fréquemment été décrites comme d'excellents indicateurs de mouvements gravitaires (Shroder Jr., 1978, 1980; Strunk, 1997; Larocque *et al.*, 2001; Stoffel et Bollschweiler, 2008; Germain *et al.*, 2009; Filion et Gärtner, 2010; Ouellet et Germain, 2014). Les cicatrices d'impacts sont des blessures superficielles ou profondes infligeant l'écorce et le cambium de l'arbre. Celles-ci résultent généralement de l'impact de projectiles (e.g. débris rocheux, glace, bois) transportés par gravité ou par tout autre vecteur apte à leur prise en charge (e.g. eau, neige, vent). Quant au bois de réaction, il s'agit de la réponse naturelle d'un arbre suivant la déstabilisation du tronc. Sa production vise le redressement graduel de ce dernier vers l'amont, jusqu'à sa stabilisation complète. Chez les feuillus, le bois de réaction produit est appelé « bois de tension ». Il est généré du côté amont du tronc et se caractérise par une anatomie cellulaire différente du bois usuel, par une couleur souvent plus foncée tout dépendant de l'espèce, ainsi que par une largeur de cerne plus importante en amont qu'en aval (Shroder Jr., 1980; Delwaide et Filion, 2010; Filion et Gärtner, 2010).

Lors de l'analyse, chacune des cicatrices d'impacts répertoriées a été datée et classée en fonction du couloir de provenance. Au niveau du bois de réaction, comme le bois de tension des feuillus est plus difficile à distinguer en vision macroscopique que le bois de compression des conifères (Filion et Gärtner, 2010), les analyses ont été menées à haute résolution numérique à l'aide du logiciel *Windendro*. Suite à la datation de chaque cerne, des courbes de croissance ont été produites grâce aux valeurs de largeur annuelle des cernes

mesurés sur les rayons amont (*a*) et aval (*b*) de chaque échantillon. Les courbes *a* et *b* obtenues ont ensuite été comparées l'une à l'autre afin de révéler les disparités de largeur, le cas échéant, entre les côtés amont et aval de chaque cerne de croissance. Enfin, des critères stricts de sélection ont été établis afin d'éviter que toute séquence de bois de réaction n'ayant pas été produite par un mouvement gravitaire rapide ne soit considérée à tort (tabl. 2.1).

Les critères de sélection des séquences de bois de tension ont été établis selon diverses recommandations et déductions logiques. Il a d'abord été déterminé qu'aucune séquence de moins de deux cernes (années) consécutifs ne serait considérée (Filion et Gärtner, 2010). Ensuite, afin de s'assurer de ne considérer que les perturbations significatives, seules les séquences présentant une courbe de croissance *a* avec une largeur de cerne d'au moins 2 mm de plus que la courbe *b* ont été retenues. Aussi, afin de tenter de circonscrire les événements ayant généré une réponse immédiate de l'arbre, une attention particulière a été accordée aux séquences dont la largeur maximale du cerne *a* est atteinte lors de la deuxième année. Cependant, en raison de l'incertitude entourant ce dernier critère, celui-ci n'a pas été jugé obligatoire pour qu'une séquence soit retenue. Enfin, les séquences dont la première année correspond à l'année de formation d'une cicatrice d'impact ont automatiquement été retenues, que celles-ci satisfassent les critères 1 et 2, ou non. Il est à noter que les dix premières années de vie de chaque arbre ont été exclues des analyses afin d'éviter de prendre en considération toutes séquences induites par des déformations qui pourraient être attribuées à la précarité de leur stade de croissance juvénile (Stoffel et Bollschweiler, 2008).

Tableau 2.1

Critères de sélection utilisés lors de l'analyse des séquences de bois de réaction.

Critères de sélection
1-Séquence de plus de deux années consécutives*
2-Différence de plus de 2 mm entre les courbes <i>a</i> et <i>b</i> *
3-Largeur maximale d'un cerne atteinte la 2 ^e année d'une séquence
Critère clé
Concordance entre le début d'une séquence et la formation d'une cicatrice d'impact

*Critères devant être respectés afin qu'une séquence de bois de tension soit retenue.

2.3.1.3 Reconstitution de l'activité récente des couloirs

Le processus d'identification des années considérées comme « évènementielles » a été appuyé sur le mode d'analyse évènement-réponse initialement proposé par Shroder Jr. (1978, 1980), mais amélioré subséquemment par Butler et Malanson (1985). Il s'agit de comparer, pour chaque année t de la séquence temporelle étudiée, le nombre d'arbres présentant des anomalies de croissance par rapport au total des arbres vivants. Le taux de réponse [TR] ainsi obtenu permet d'éviter une surestimation de la fréquence des évènements liée à un plus grand nombre d'arbres vivants dans la portion récente de la chronologie étudiée. Le TR peut être calculé à l'aide de la formule suivante :

$$TR = \left(\sum_{i=1}^n R_t \right) / \left(\sum_{i=1}^n N_t \right) \times 100 \% \quad (6)$$

où R équivaut à la réponse suivant un évènement lors d'une année t et N à la quantité d'arbres vivants lors de cette même année. Dans le but d'éviter l'obtention de TR biaisés par un nombre d'arbres insuffisant lors des années les plus anciennes de la chronologie, un minimum de 10 arbres vivants à l'année t est nécessaire à la réalisation du calcul, tel que proposé par Germain *et al.* (2009).

Les TR obtenus pour chaque année de la chronologie ont ensuite été analysés afin de déterminer un seuil permettant d'isoler les années dites « évènementielles », des années normales. De prime abord, il n'est pas aisé de calculer un tel seuil avec un niveau de confiance suffisamment élevé pour suffire à éliminer tous les doutes quant à la possible exclusion d'évènements de plus faible intensité. Cette difficulté est d'ailleurs évoquée à travers bon nombre d'études similaires, où les seuils privilégiés varient entre 4 et 45 %. Afin de justifier ces choix, divers paramètres sont considérés dont le nombre d'arbres échantillonnés, leur emplacement sur le site, la densité et la superficie d'échantillonnage, ainsi que le type de processus géomorphologique étudié (Butler *et al.*, 1987; Stoffel et Bollschweiler, 2008; Germain *et al.*, 2009; Corona *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2013). Au final, le seuil sélectionné doit permettre la mise en évidence des évènements les plus significatifs, donc des valeurs extrêmes de la distribution de données. Pour ce faire, l'utilisation de la

méthode statistique *Peak Over Threshold* [POT] a été préconisée afin d'ajuster le seuil en fonction des caractéristiques de la distribution d'échantillons de chacun des couloirs investigués, tel que proposé par Ouellet et Germain (2014). Les seuils obtenus ont ensuite été identifiés comme « seuils critiques », TR à partir desquels les valeurs normales de la distribution ont pu être départagées des valeurs extrêmes. Afin d'ajuster les seuils dégagés à l'aide du POT et d'en évaluer la pertinence, la méthode *Akaike Information Criterion* [AIC] a ensuite été utilisée (Akaike, 1987).

Par ailleurs, la période de retour des événements recensés a été calculée en rapportant le nombre total d'années de la chronologie étudiée sur le nombre d'années où le TR obtenu est égal ou supérieur au seuil critique préalablement défini pour chaque couloir à l'aide de la méthode POT. La probabilité de récurrence annuelle [PA] des événements a ensuite été déterminée comme étant l'inverse de la période de retour, soit :

$$PA = 1 / T \quad (7)$$

où PA représente la probabilité annuelle qu'un événement survienne et T la période de retour (Germain *et al.*, 2009). Tous les calculs statistiques nécessaires à la réalisation des étapes susmentionnées ont été effectués à l'aide du logiciel *R*, tandis que les analyses spatio-temporelles associées ont été réalisées à l'aide des logiciels *Excel 2007*, *Arc Gis 10* et *Google Earth 2013*.

2.3.2 Analyse de l'intensité des événements extrêmes

Afin d'estimer l'ampleur spatiale des processus géomorphologiques affectant le site d'étude, divers aspects reliés à la végétation ont été examinés. Des données portant sur l'orientation et la hauteur des blessures mécaniques observées sur les arbres ont notamment été utilisées afin de mieux saisir la dynamique géomorphologique globale du versant, que ce soit au niveau de la superficie couverte par les événements ou encore de leur intensité. De plus, une attention particulière a été accordée à la végétation recouvrant les blocs rocheux dispersés dans la zone de déposition. Lorsque stabilisés, les débris rocheux deviennent des surfaces propices à la croissance de certains végétaux (e.g. poacées, lichens, mousses) et en l'absence de perturbations importantes, ceux-ci évoluent dans des conditions favorisant leur

prolifération. Toutefois, le temps nécessaire au début de la colonisation varie en fonction des espèces et peut atteindre plusieurs dizaines d'années (André, 1990). Ainsi, par l'évaluation visuelle et la comparaison des pourcentages de couverture végétale des blocs présents dans la zone de déposition, il devient possible de délimiter le secteur en fonction des taux de couverture semblables. Cet exercice est susceptible de permettre de dégager des hypothèses quant à la chronologie de mise en place des débris, rendant ainsi possible la conception de scénarios concernant l'intensité des mouvements gravitaires ayant affecté le site. Pour ce faire, le taux de couverture végétale de chaque bloc répertorié dans la zone de déposition a été estimé de façon visuelle et toutes les données récoltées ont ensuite été intégrées au logiciel *Arc Gis 10* afin de favoriser la distinction des différents secteurs de déposition, le cas échéant.

2.4 Traitement et analyse des données météorologiques

Les données météorologiques régionales rendues disponibles par Météo France (2012) ont fait l'objet de traitements et d'analyses statistiques complémentaires aux informations préalablement acquises afin de valider certaines hypothèses quant à la nature possible des processus actifs dans les couloirs de Roche Noire. Les valeurs de précipitations totales (mm) et solides (cm), ainsi que celles de températures (°C) de différentes stations météorologiques du Cantal (tabl. 2.2) ont donc été auscultées, avec un intérêt particulier pour les conditions météorologiques pouvant être associées au déclenchement des processus géomorphologiques identifiés lors des étapes méthodologiques précédentes.

2.4.1 Normales climatiques régionales

Les données météorologiques disponibles ont d'abord fait l'objet de manipulations visant à détailler les régimes de précipitations et de températures régissant le climat de la région d'étude et par le fait même, à saisir les fondements de l'activité géomorphologique des versants de la vallée de la Santoire. L'ensemble des calculs a été réalisé à l'aide du logiciel *Excel 2007*.

Les totaux mensuels et annuels, ainsi que les moyennes quotidiennes et mensuelles de précipitations totales (i.e. la somme des précipitations liquides (mm) et de l'équivalent en eau des chutes de neige (mm EE)) ont été calculés à l'aide des données de janvier à décembre

de chaque année pour les stations météorologiques du Lioran, de Le Claux, de Coltines et de St-Jacques-des-Blats. Les totaux annuels ont ensuite été utilisés pour le calcul des normales climatiques de chacune de ces stations, normales évidemment basées sur l'essentiel des chronologies couvertes par les différentes séries de données disponibles (tabl. 2.2). Des manipulations similaires ont été menées lors de l'analyse des précipitations solides - chutes de neige (cm) - enregistrées aux stations du Lioran, de Le Claux, de Le Fau et de St-Jacques-des-Blats, pour la période de novembre à avril de chacune des années couvertes par les chronologies disponibles (tabl. 2.2).

Il est à noter que les totaux de précipitations liquides annuels et hivernaux n'ont pu être calculés avec précision en raison de la non-compatibilité des données disponibles en termes de pas de temps, d'unités de mesure, ainsi qu'en raison de la trop grande fréquence des épisodes journaliers de précipitations mixtes. Par ailleurs, l'utilisation de plusieurs stations météorologiques ne reflète que la volonté d'établir un portrait climatique régional afin de faire ressortir toutes disparités pouvant être associées au positionnement géographique ou à la topographie locale, le cas échéant. Les analyses portant strictement sur le secteur d'étude ont été menées à l'aide des données de la station météorologique du Lioran, celles-ci étant les plus représentatives en termes de distance (3,8 km à vol d'oiseau) et d'altitude (1238 m).

Tableau 2.2

Stations météorologiques de provenance des données météorologiques utilisées dans le cadre de la présente étude (source des données : Météo France, 2012).

Stations météorologiques	Latitude et longitude	Alt. (m)	Données utilisées	Périodes
Lioran SAPC - 15101004	45°04'48"N; 2°44'48"E.	1238	Précip. totales et solides; températures.	1977 à 2012
Coltines - 15053001	45°04'24"N; 2°59'24"E.	979	Précip. totales et solides.	1994 à 2012
Le Claux - 15050001	45°09'36"N; 2°42'36"E.	1050	Précip. totales et solides.	1952 à 2012
Le Fau - 15067001	45°06'06"N; 2°36'24"E.	1060	Précip. solides.	1995 à 2009
St-Jacques.Blats - 15192001	45°03'12"N; 2°42'36"E.	1000	Précip. totales et solides.	1980 à 2011*

*1980 à 2011 : précipitations totales en mm (novembre à avril); 1995 à 2009 : chutes de neige en cm (novembre à avril); 2010 : précipitations totales (janvier à décembre).

Par rapport aux températures, les données quotidiennes de la station météorologique du Lioran (i.e. minimaux, maximaux, moyennes) ont été utilisées pour le calcul des moyennes journalières, mensuelles et annuelles pour la période de janvier à décembre de chaque année de la chronologie disponible. Les résultats obtenus ont ensuite permis le calcul des normales climatiques régionales (tabl. 2.2).

2.4.2 Conditions de déclenchement des processus géomorphologiques ciblés

Bien que plusieurs facteurs entrent en ligne de compte lors de l'initiation des mouvements gravitaires rapides, et que la nature et l'intensité des conditions météorologiques leur étant associés puissent varier, il semble que le potentiel de déclenchement de chaque processus soit optimisé lors d'épisodes météorologiques excédant les normales régionales (Nyberg et Rapp, 1998; Wieczorek et Glade, 2005; Jubertie, 2006; Fortin et Hétu, 2009; Hestnes et Kristensen, 2010; Eckerstorfer et Christiansen, 2010, 2012; Fortin *et al.*, 2011). En jumelant la connaissance des conditions de déclenchement des mouvements gravitaires à l'analyse des archives météorologiques régionales, il apparaît ainsi possible d'identifier les séquences temporelles susceptibles d'avoir favorisé l'initiation d'un processus donné. Afin de réaliser cet exercice, les conditions météorologiques réputées favorables à l'initiation des processus ciblés ont été identifiées à l'aide de données provenant d'études connexes et menées dans des environnements au climat similaire.

2.4.2.1 Avalanches de neige sèche

Les avalanches de neige sèche [ANS] sont des écoulements rapides de neige survenant lorsque, suivant un apport en neige récent, le poids du manteau neigeux surpasse la capacité de traction de la pente face aux effets de la gravité (Keylock, 1997; Ancey, 2006; McClung et Schaerer, 2006). En l'absence de données quantitatives portant sur les conditions de déclenchement des avalanches dans le Cantal et afin de maximiser la validité de cette démarche, l'identification des conditions propices à l'occurrence de ces mouvements gravitaires a principalement été basée sur des travaux menés en Gaspésie septentrionale (Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005, 2009; Hétu, 2007; Fortin et Hétu, 2009; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012), une région de moyenne montagne au climat tempéré également soumise aux influences maritimes.

De manière générale, bien que plusieurs facteurs puissent générer une avalanche (e.g. animal, skieur, chute d'un bloc de glace, séisme), les chutes de neige importantes représentent un facteur déterminant pour leur initiation naturelle. Certains affirment en effet que celles-ci sont plus fréquentes lors des hivers où le total des chutes de neige surpasse la moyenne saisonnière (\geq moyenne + 1 écart-type [ET]) (Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005, 2009). D'autres stipulent que les ANS sont davantage susceptibles de survenir après un épisode de neige abondante (Germain *et al.*, 2005, 2009; Hétu, 2007; Fortin et Hétu, 2009; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012), plus précisément dans les 24 à 72 heures suivant une accumulation de neige importante (\geq 10 cm). En Gaspésie, environ 66 % des ANS surviendraient dans de telles circonstances (Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012). Au premier abord, il semblerait que le seuil de 10 cm en 24 heures puisse servir à distinguer une chute de neige abondante d'une chute de neige moyenne. Toutefois, certains avancent qu'en deçà de 30 cm en 24 heures (i.e. tempête de neige), un épisode ne peut être considéré comme extrême et que ce sont ces épisodes de tempête qui seraient les plus propices à l'activité avalancheuse (Lackman, 2001; Dubé *et al.*, 2004; Fortin et Hétu, 2009) (tabl. 2.3). Il apparaît d'ailleurs que la préfecture du Cantal (2003) utilise un seuil identique pour évaluer le risque d'avalanche sur le plan régional.

Fortin et Hétu (2009) soulignent également l'importance de ne pas négliger les chutes de neige plus modestes dans l'évaluation du potentiel d'initiation des ANS. Ceux-ci affirment que les accumulations supérieures ou équivalentes à 10 cm en 24 heures, mais inférieures à 30 cm, ainsi que les périodes de 24 à 72 heures générant des précipitations supérieures ou équivalentes à 30 cm, demeurent des facteurs de déclenchement non négligeables (tabl. 2.3). La présence d'une couche de glace sous une couche de neige nouvelle augmenterait également le potentiel d'occurrence des ANS. Susceptible d'agir comme plan de glissement, une pellicule glacée peut effectivement avoir comme incidence d'augmenter l'instabilité au sein des différentes couches nivales en diminuant la force de traction de la pente (Ancey, 2006; McClung et Schaerer, 2006).

Tableau 2.3

Classes sélectionnées pour l'identification des épisodes de chutes de neige susceptibles de favoriser l'initiation des ANS. D'après Fortin et Hétu (2009).

Quantité de neige (cm)	Classe	Type
≥ 30 cm en 24 heures	1	Extrême
≥ 10 cm en 24 heures, mais < 30 cm	2	Abondante
≥ 30 cm sur une période de 24 à 72 heures	3	Abondante

Le vent et l'exposition du versant représentent également des facteurs pouvant influencer le déclenchement des ANS (Boucher *et al.*, 2003; Bertran et Jomelli, 2004; McClung et Schaerer, 2006; Eckerstorfer et Christiansen, 2011). En effet, il a été démontré que les chutes de neige importantes ne sont pas toujours essentielles à leur déclenchement en raison de la capacité du vent à redistribuer la neige sur les versants (*snow drift*) (Serre, 2001; Eckerstorfer et Christiansen, 2011). Dans la Santoire, malgré un manque apparent de données, il semble que le vent puisse jouer un rôle dans le déclenchement des ANS. En effet, Navarre (2011) affirme que les versants orientés vers l'est (e.g. couloirs de Roche Noire) sont en position d'abri (*lee side*) par rapport aux vents dominants, les rendant de ce fait propices à la formation de congères. D'ailleurs, ce dernier évalue que la moyenne des vents supérieurs à 5 m/s, vitesse minimale nécessaire à la prise en charge de la neige par le vent (Serre, 2001), aurait atteint 30,7 % dans la vallée entre les hivers 1994-1995 et 2010-2011. Ainsi, jumelées à la capacité de prise en charge du vent, les chutes de neige plus modestes s'avèrent d'autant plus sujettes aux ANS dans la Santoire.

2.4.2.2 Avalanches de neige humide et coulées de neige liquéfiée

Les avalanches de neige humide [ANH] et les coulées de neige liquéfiée [CNL] - toutes variantes confondues - sont considérées par plusieurs comme des processus géomorphologiques distincts (Washburn et Goldthwait, 1958; Nobles, 1966; Luckman, 1977; Nyberg, 1985, 1989). Les CNL sont décrites comme des écoulements de neige saturée en eau initiés par perte de cohésion (ou liquéfaction) du manteau neigeux suivant un apport en eau excédant la capacité de drainage du milieu (Washburn et Goldthwait, 1958; Nobles, 1966;

Nyberg, 1989; Barsch *et al.*, 1993). Quant aux ANH, ce sont des écoulements de neige massifs causés par un apport en eau suffisant à entraîner l'augmentation du poids de la neige, sans toutefois qu'il y ait saturation en eau. L'initiation survient lorsque la capacité de traction de la pente est excédée par le poids de la neige, provoquant de ce fait une rupture de l'équilibre statique du manteau neigeux sur le versant (Keylock, 1997; Bertran et Jomelli, 2004; McClung et Schaerer, 2006). La quantité d'eau présente dans la neige semble donc un paramètre essentiel à la différenciation de ces deux types de mouvements gravitaires rapides. Or, la teneur en eau de la neige est une caractéristique très complexe à déterminer par l'entremise de données météorologiques seules. Ainsi, afin de faciliter l'exercice d'identification des épisodes météorologiques propices à leur initiation, les deux processus sont considérés ici en tant qu'entité et le terme « écoulement de neige humide » [ENH] est proposé pour toute référence ultérieure.

À l'instar des ANS, les facteurs susceptibles de favoriser le déclenchement des ENH ont principalement été identifiés à l'aide de données provenant de travaux menés en Gaspésie septentrionale (Hétu et Vandelac, 1989; Larocque *et al.*, 2001; Germain *et al.*, 2005, 2009; Hétu, 2007; Fortin et Hétu, 2009; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012). Les chutes de neige abondantes y sont également évoquées comme un paramètre essentiel au déclenchement de ces processus. Ainsi, il apparaît que les scénarios exposés dans le tableau 2.3 pourraient s'appliquer aux ENH mais dans ce cas-ci, comme la teneur en eau de la neige doit être suffisamment élevée pour entraîner la déstabilisation du manteau neigeux, d'autres facteurs doivent être considérés. En regard des travaux consultés, de multiples combinaisons de paramètres semblent susceptibles de générer des ENH (tabl. 2.4). En revanche, une hausse de température au-delà du point de congélation (0°C) se révèle comme l'élément déclencheur de ces interactions, un tel scénario étant susceptible de provoquer la fonte du manteau neigeux ou des précipitations liquides qui, de façon conjointe ou singulière, représentent un potentiel d'apport direct en eau dans le couvert nival (Larocque *et al.*, 2001; Hétu, 2007; Fortin *et al.*, 2011; Graveline, 2012).

Le retour de la saison printanière et la hausse des températures qui l'accompagne constituent donc une période propice aux ENH (Hétu, 2007; Graveline, 2012). Le début de la fonte printanière est synonyme d'afflux d'eau libre dans le couvert nival en place, écoulement

qui atteint son paroxysme lorsque les températures demeurent supérieures à 0°C pendant plusieurs jours consécutifs (Nyberg, 1989; Bertran et Jomelli, 2004). En Norvège, une période de fonte pré-initiation a d'ailleurs été observée et évaluée entre 5 et 16 jours lors de l'analyse de six cas différents d'ENH (Hestnes *et al.*, 1994). Toutefois, il semblerait que le potentiel d'initiation augmente lorsque des précipitations liquides accompagnent la fonte nivale, réduisant du même coup la fenêtre temporelle nécessaire au déclenchement d'un évènement. De telles circonstances évènementielles sont rapportées par Larocque *et al.* (2001) en Gaspésie. L'initiation du processus étudié aurait eu lieu lors de la journée la plus chaude d'un épisode de fonte de 72 heures et des précipitations liquides (± 10 mm) seraient survenues dans les 48 dernières heures. Graveline (2012) décrit également une situation semblable lors des 72 heures précédant l'occurrence d'un évènement, période pendant laquelle une température supérieure à 0°C aurait été accompagnée de précipitations liquides atteignant 30 mm.

Les hausses de température avec neige au sol peuvent également survenir lors de la saison hivernale, particulièrement dans les milieux exposés aux masses d'air océaniques où les redoux hivernaux sont fréquents (Hétu et Vandelac, 1989; Larocque *et al.*, 2001; Fortin et Hétu, 2009; Germain *et al.*, 2009; Fortin *et al.*, 2011). Ces hausses de températures soudaines sont le résultat d'inversions thermiques provoquées par une alternance de fronts froids et chauds associés aux intrusions continentales de masses d'air cycloniques. Ce phénomène est à l'origine de la fonte subite du couvert nival, principalement par le concours d'importantes précipitations liquides (Hestnes et Sandersen, 1987; Onesti et Hestnes, 1989; Hestnes *et al.*, 1994; Fortin et Hétu, 2009). Ces épisodes de pluie sur neige (*rain on snow*) sont susceptibles d'entraîner la déstabilisation du manteau neigeux, phénomène d'autant plus probable à la suite du métamorphisme de la neige induit par les fréquents CGD associés à ces circonstances météorologiques (Fortin et Hétu, 2009; Germain *et al.*, 2009; Fortin *et al.*, 2011).

Un CGD est une oscillation de température quotidienne de part et d'autre du point de congélation (0°C). Un CGD complet implique une période de fonte ($\geq 0^\circ\text{C}$), suivie d'un regel ($\leq -0,1^\circ\text{C}$) dans les 24 heures suivantes (Fortin et Hétu, 2009; Fortin, 2010). Ce phénomène est communément responsable de la formation de couches de glace à l'intérieur ou à la

surface du couvert nival. Cette glace est susceptible d'agir tel un substrat imperméable, diminuant ainsi la capacité de drainage de la neige lors des précipitations liquides ou d'une fonte rapide et donc, le coefficient de friction du manteau neigeux, phénomène favorisant l'occurrence d'ENH. Par ailleurs, il semble fréquent que plusieurs CGD se succèdent dans les jours et les heures précédant l'initiation de ces mouvements gravitaires (Hestnes, 1985; Hestnes *et al.*, 1994; Bertran et Jomelli, 2004; Decaulne et Saemundsson, 2006; McClung et Schaerer, 2006; Fortin et Hétu, 2009; Germain *et al.*, 2009; Fortin, 2010; Fortin *et al.*, 2011; Eckerstorfer et Christiansen, 2012).

Les ENH provoqués par les épisodes de pluie sur neige sont généralement précédés de précipitations nivales importantes (Hestnes *et al.*, 1994). Celles-ci sont responsables de la mise en place d'une couche de neige non cohésive devenant très instable lors d'apports en eau suffisants (Nyberg, 1989; Onesti et Hestnes, 1989; Hestnes *et al.*, 1994; Fortin et Hétu, 2009). Bien que les quantités de pluie nécessaires puissent différer d'une région à l'autre, certains secteurs peuvent recevoir jusqu'à 100 % du total des précipitations mensuelles moyennes dans les 24 heures précédant un événement (Hestnes, 1985). En Gaspésie, des précipitations liquides de 72 mm ont été rapportées en plein cœur du mois de janvier dans les 24 heures précédant l'occurrence d'un événement (Fortin et Hétu, 2009). Cependant, une étude norvégienne avance que les quantités nécessaires au déclenchement de ces processus sont en moyenne de 59 mm (Hestnes *et al.*, 1994), quantités similaires à celles rapportées en Islande (Decaulne et Saemundsson, 2006). Cependant, comme les quantités d'eau nécessaires au déclenchement des ANH sont moindres que celles nécessaires à l'initiation de CNL et que pour les besoins de cet exercice les deux processus sont considérés de façon conjointe, il apparaît ici essentiel d'utiliser un seuil de précipitations moins élevé. Ainsi, la moyenne de 12,7 mm de pluie en 72 heures rapportée par Fortin *et al.* (2011) lors de quatre journées avalancheuses distinctes en Gaspésie a été utilisée comme référence afin de déterminer un seuil approprié pour la région d'étude.

Tableau 2.4

Scénarios climatiques proposés pour l'identification des fenêtres temporelles propices à l'initiation des ENH*.

Paramètres	Régime printanier	
	Classe 1	Classe 2
Température (°C)	$\geq 0^{\circ}\text{C}$ pendant ≥ 5 jours	$\geq 0^{\circ}\text{C}$ pendant ≤ 72 h
Précipitations (mm)	Absence de précipitations	≥ 10 mm (pluie)
Paramètres	Régime hivernal (Classe 3)	
Température (°C)	CGD ≥ 1 , suivi d'une hausse $\geq 0^{\circ}\text{C}$: période ≤ 72 h	
Précipitations (mm)	Neige suivie de pluie (≥ 15 mm): période ≤ 72 h	

*Séquences temporelles avec neige au sol.

Au regard des faits présentés, il semble donc que deux contextes météorologiques particuliers puissent permettre l'identification de fenêtres temporelles propices à l'occurrence d'ENH à travers les archives météorologiques (tabl. 2.4) :

1- régime printanier : hausse des températures ($\geq 0^{\circ}\text{C}$) avec présence de neige au sol pendant une période ≥ 5 journées consécutives sans précipitations liquides ou ≤ 72 heures avec précipitations liquides (≥ 10 mm);

2- régime d'inversion thermique hivernal : oscillations ($n = \geq 1$) des températures autour de 0°C (CGD) avec neige au sol, suivit de nouvelles chutes de neige et d'une hausse des températures $\geq 0^{\circ}\text{C}$ accompagnée de précipitations liquides importantes (≥ 15 mm) dans les 72 dernières heures.

2.4.2.3 Coulées de débris et écoulements torrentiels

Les coulées de débris (*debris flow*) sont des écoulements d'eau saturés en débris non plastiques ayant cours dans les chenaux torrentiels ou sur les pentes abruptes des versants de montagnes et des vallées. Ces mouvements gravitaires rapides sont composés d'eau, de sédiments hétérogènes, de débris organiques (i.e. végétation basse, arbustes, arbres, etc.), ainsi que de débris rocheux pouvant atteindre plusieurs mètres de diamètre (Rapp et Nyberg, 1981; Innes, 1983b; Costa, 1984; Lorente *et al.*, 2002; Lorente *et al.*, 2003; Hungr, 2005). Ceux-ci surviennent lors de la prise en charge de matériaux hétérogènes non consolidés par un afflux d'eau important issu d'intenses précipitations liquides ou d'une fonte nivale rapide (Rapp et Nyberg, 1981; Costa, 1984; Nyberg, 1985; Johnson et Sitar, 1990; Wieczorek et Glade, 2005).

Dans le but de déterminer les conditions hydrologiques sous lesquelles les coulées de débris sont susceptibles de survenir, plusieurs études ont été consultées. Les données provenant d'environnements au climat similaire ont néanmoins été privilégiées (i.e. Jacob, 2001; Caron Fournier, 2009; Ouellet, 2010; Ouellet et Germain, 2014), afin que les seuils retenus soient plus représentatifs du site d'étude. Comme la nature du substrat influence grandement les quantités d'eau nécessaires au déclenchement de ces processus (Innes, 1983b), les données provenant d'études menées en terrains volcaniques ont toutefois été considérées (i.e. Saemundson *et al.*, 2003; Fiorillo et Wilson, 2004).

Tel que mentionné, les coulées de débris se distinguent par une forte teneur en débris. Toutefois, en l'absence de données quantitatives portant sur la disponibilité sédimentaire et devant l'incapacité de déterminer les quantités de débris jonchant le fond des couloirs en temps réel dans les couloirs investigués, il devient délicat de déterminer avec exactitude la nature des mouvements gravitaires susceptibles d'avoir été initié lors d'un afflux d'eau important. Bien qu'il soit techniquement possible d'estimer le temps nécessaire à la recharge sédimentaire d'un couloir (Bovis et Jakob, 1999; Jakob *et al.*, 2005), il advient qu'une telle entreprise n'a pu être envisagée lors de la campagne de terrain. Face à cette problématique et à la grande variété de processus hydrosédimentaires définis par le taux de saturation en débris de l'écoulement (e.g. coulées de débris, coulées hyperconcentrées, coulées de boue, écoulement torrentiel) (Innes, 1983b; Hungr *et al.*, 2001; Germain et Ouellet, 2013), il semble inapproprié d'utiliser le terme « coulée de débris » dans le cadre de cet exercice. Par conséquent, le terme « écoulement hydrosédimentaire subaérien » [EHSS] sera utilisé afin d'éviter toute confusion inutile, tel que proposé par Germain et Ouellet (2013).

À priori, les quantités de précipitations nécessaires à l'initiation des EHSS sont variables et semblent être fonction de plusieurs paramètres (e.g. topographie, géologie du substrat, végétation, niveau d'anthropisation, etc.). De cette façon, de faibles quantités de précipitations (e.g. 20 mm / 24 heures) peuvent être suffisantes pour déclencher un EHSS dans un milieu donné, tandis que des quantités beaucoup plus importantes (e.g. 100 mm / 24 heures) n'auront pratiquement aucun impact dans un autre environnement (Wieczorek et Glade, 2005). À cet égard, un modèle statistique réalisé par Glade (1998) et portant sur les quantités de précipitations nécessaires au déclenchement des glissements de

terrain en Nouvelle-Zélande propose un seuil minimal de 20 mm en 24 heures, seuil en deçà duquel aucun EHSS n'est susceptible d'être initié. Ce seuil de 20 mm apparaît toutefois minime en regard du taux d'initiation de 0,3 % lui étant associé, laissant envisager qu'il puisse être associé à certains milieux dont la nature du substrat ne permet pas l'infiltration d'eau ou encore, caractérisés par la présence de pergélisol (Rapp, 1986). Ce seuil ne semble d'autant pas s'appliquer à un environnement volcanique tel que la Santoire, des quantités d'eau plus importantes étant réputées nécessaires à la saturation de substrats volcaniques poreux (Fiorillo et Wilson, 2004).

Par ailleurs, le seuil de 50 mm en 24 heures est utilisé par certaines instances météorologiques (e.g. Météo France) afin de départager les précipitations moyennes de celles considérées abondantes. Cette pratique semble avoir une incidence dans le milieu scientifique du fait de l'emploi d'une référence similaire par plusieurs chercheurs (Johnson et Sitar, 1990; Jacob, 2001; Jakob et Weatherly, 2003; Saemundson *et al.*, 2003; Jubertie 2006). Bien que Glade (1998) estime à seulement 1,6 % la probabilité d'occurrence des EHSS lors de précipitations supérieures ou équivalentes à 50 mm en 24 heures, plusieurs auteurs ont de plus rapporté l'activation de couloirs torrentiels lors d'épisodes semblables (Rapp et Nyberg, 1981; Nyberg et Rapp, 1998; Fiorillo et Wilson, 2004; Caron Fournier, 2009; Szymczak *et al.*, 2010). En revanche, les EHSS qui surviennent lors de précipitations n'excédant pas cette quantité quotidienne semblent peu fréquents (Saemundson *et al.*, 2003; Fiorillo et Wilson, 2004; Wiczorek et Glade, 2005; Ouellet, 2010). Celui-ci étant déjà employé comme tel dans le Massif Central français (Jubertie, 2006), le seuil de 50 mm en 24 heures sera donc utilisé comme référence de base dans le cadre de cet exercice (tabl. 2.5).

Ce sont évidemment les quantités de précipitations extrêmes qui présentent les plus fortes probabilités d'occurrence d'EHSS. À ce propos, Glade (1998) établit à 20,7 % les chances qu'un EHSS survienne lors de précipitations dépassant 100 mm en 24 heures, à 40 % lorsqu'elles atteignent 120 mm et à 100 % lorsqu'elles dépassent 140 mm. Bien que ces seuils proviennent d'environnements autres que les monts du Cantal, il semble que leur utilisation puisse s'avérer justifiée. Selon des conclusions émanant de travaux norvégiens (Sanderson, 1997; Sanderson *et al.*, 1996) et islandais (Saemundson *et al.*, 2003), les quantités de précipitations quotidiennes nécessaires à l'initiation des EHSS représenteraient

6,5 % du total annuel d'une région donnée. Ainsi, avec une moyenne annuelle de précipitations totales de 2157,6 mm enregistrée à la station du Lioran lors des 35 dernières années (Météo France, 2012), la quantité de pluie nécessaire pour que la probabilité d'occurrence d'EHSS soit de 100 % dans les monts du Cantal serait de 140 mm en 24 heures. Enfin, étant de surcroît associé aux épisodes pluviométriques « remarquables » par les instances météorologiques de l'Auvergne (Jubertie, 2006), le seuil de 120 mm en 24 heures a également été considéré (tabl. 2.5).

Les précipitations antérieures sont également un facteur pouvant influencer la probabilité d'occurrence des EHSS (Jakob et Weatherly, 2003; Aleotti, 2004; Wieczorek et Glade, 2005). Dans les milieux où la nature des sols permet une percolation importante de l'eau, les précipitations alimentent la nappe phréatique de façon substantielle et par le fait même, entraînent la montée du niveau de base des eaux souterraines. Lorsque ce niveau atteint la surface du sol, de plus faibles quantités de précipitations peuvent alors s'avérer suffisantes à la saturation du sol en eau, augmentant du même coup le risque d'EHSS. Comme la nature pédologique et géologique de chaque milieu diffère, il apparaît très complexe de déterminer les quantités de précipitations antérieures susceptibles de favoriser l'initiation des EHSS (Aleotti, 2004).

Des études réalisées sur la côte ouest nord-américaine ont cependant démontré que les précipitations antérieures des quatre dernières semaines pouvaient jouer un rôle significatif dans l'initiation des EHSS (Jakob et Weatherly, 2003; Wieczorek et Glade, 2005). En Colombie-Britannique, des quantités de 270 mm ont été enregistrées au cours des quatre semaines précédant l'initiation de 18 événements distincts (Jakob et Weatherly, 2003), tandis qu'en Californie, ces quantités ont été évaluées à 280 mm (Wieczorek et Glade, 2005). À l'inverse, certains ont démontré que les quantités de précipitations antérieures n'influencent pas toujours les probabilités d'occurrence des EHSS (Aleotti, 2004; Wieczorek et Glade, 2005). Malgré l'incertitude persistante quant au rôle des précipitations antérieures lors de l'initiation des EHSS, la porosité des sols volcaniques du Cantal tend à conforter la considération d'un tel paramètre et incite à croire que les quantités importantes sont en mesure d'avoir un impact à cet égard (tabl. 2.5).

Tableau 2.5

Classes sélectionnées pour l'identification des épisodes de précipitations liquides propices à l'initiation des EHSS. D'après Glade (1998), Jakob et Weatherly (2003), Aleotti (2004), Wiecezorek et Glade (2005) et Jubertie (2006).

Précipitations liquides (mm)	Classe	Type	% d'occurrence
≥ 140 mm en 24 heures	1	Extrême	100
≥ 120 mm < 140 mm en 24 heures	2	Remarquable	40
≥ 100 mm < 120 mm en 24 heures	3	Intense	20,7
≥ 50 mm < 100 mm en 24 heures	4	Abondante	1,6
≥ 140 mm en ≤ 72 heures	5	Extrême cumulée	N.D.
≥ 280 mm en 4 semaines	6	Antérieure	N.D.

Enfin, un afflux d'eau provenant d'une fonte nivale rapide peut également entraîner le déclenchement des EHSS ou du moins une augmentation du taux de saturation des sols en eau (Rapp et Nyberg, 1981; Innes, 1983b; Costa, 1984; Decaulne *et al.*, 2005; Wiecezorek et Glade, 2005). L'accélération de la fonte nivale peut être provoquée par un apport en précipitations liquides ou encore par une remontée subite des températures. Les EHSS issus de tels contextes sont le résultat d'un amalgame de ces facteurs, leur influence respective étant à même de varier sous différentes proportions (Wiecezorek et Glade, 2005). À l'inverse des EHSS provoqués par d'intenses précipitations, ceux induits par la fonte nivale sont beaucoup plus limités au niveau spatial et sont donc beaucoup moins fréquents (Wiecezorek et Glade, 2005). Leur déclenchement est fortement relié à la température de l'air et il semble que l'atteinte de maximums quotidiens supérieurs ou équivalents à 14°C pendant plusieurs jours consécutifs soit un scénario favorable à leur initiation (Decaulne *et al.*, 2005; Wiecezorek et Glade, 2005). Or, il apparaît impossible de discerner les conditions topographiques susceptibles de permettre l'écoulement de l'eau à travers le couvert nival de celles favorisant sa rétention à travers de simples données météorologiques. De ce fait, il devient très ardu de distinguer les épisodes de fonte nivale propices à l'occurrence des EHSS de ceux plutôt favorables aux ENH. Ainsi, afin d'éviter toute confusion, ce paramètre n'a pas été retenu aux fins du présent exercice.

2.4.3 Manipulations statistiques

Les données climatiques de la station météorologique du Lioran (voir tabl. 2.2) ont été analysées à l'aide du logiciel *Excel* 2007 afin de tenter d'isoler les fenêtres temporelles correspondant à l'un des assemblages de facteurs météorologiques proposés dans la section précédente. Plusieurs manipulations statistiques se sont avérées nécessaires afin de mener à terme une telle entreprise (tabl. 2.6). Bien que toutes les données de la chronologie disponible aient été employées pour la dimension historique de la démarche, une plus grande attention a été accordée aux années évènementielles [AE] identifiées par l'entremise des analyses dendrochronologiques. À cet égard, l'analyse des séquences temporelles utilisées a été ajustée au mode d'enregistrement des événements par les arbres. Plus précisément, puisque la production de chaque cerne annuel n'a lieu que lors de la période de croissance d'un arbre (du mois de mai à la fin octobre approximativement), tout impact survenant pendant la période de dormance (novembre à mai) ne peut apparaître qu'au début de la saison de croissance suivante (Stoffel *et al.*, 2005). Ainsi, afin d'éviter de considérer tout événement susceptible d'avoir affecté un arbre lors de la période de dormance, et donc d'avoir été enregistré par le cerne de l'année suivante, les mois de novembre et décembre de chaque AE n'ont pas été considérés, ceux-ci ayant plutôt été remplacés par les mois de novembre et de décembre de l'année précédente. À titre d'exemple, pour l'analyse de l'AE 2004, les mois de novembre et décembre 2003 ont été considérés, en plus des mois de janvier à octobre 2004.

Tableau 2.6

Manipulations statistiques effectuées à partir des données climatiques de la station du Lioran (source des données : Météo-France, 2012).

Type de données	Manipulations effectuées
Précipitations totales (mm)	Cumuls 24 / 48 / 72 heures, 28 jours (mm)*
Précipitations solides (cm)	Cumuls 24 / 48 / 72 heures (cm)**
Températures (°C)	Calcul des jours de fonte (min et max $\geq 0^{\circ}\text{C}$)**
	Calcul des cycles gel / dégel (min $\leq -0,1^{\circ}\text{C}$ et max $\geq 0^{\circ}\text{C}$)*
Précipitations totales (mm) et températures (°C)	Identification des jours avec précip. liquides hivernales (min et max $\geq 0^{\circ}\text{C}$)**
	Identification des jours avec précip. mixtes (min $\leq -0,1^{\circ}\text{C}$ et max $\geq 0^{\circ}\text{C}$)*

*Période de janvier à décembre; **Période de novembre à avril.

Bien que les quantités exactes de précipitations liquides totales, estivales et hivernales n'aient pu être calculées pour les raisons évoquées à la section 2.4, les seuils de température suivants ont à tout le moins été employés afin de permettre l'identification de la nature des précipitations sur une base quotidienne :

- 1- minimum et maximum $\geq 0^{\circ}\text{C}$ = précipitations liquides;
- 2- minimum et maximum $< 0^{\circ}\text{C}$ = précipitations solides;
- 3- minimum $< 0^{\circ}\text{C}$ et maximum $\geq 0^{\circ}\text{C}$ = précipitations mixtes.

Toutefois, pour le décompte annuel du nombre de jours ayant reçu des chutes de neige, les statistiques compilées par Météo France (2012) ont été utilisées sans égards aux seuils évoqués ci-dessus. Au niveau de la compilation des totaux de précipitations liquides pour les pas de temps de 24, 48 et 72 heures, seules les journées avec précipitations totales (mm) présentant des minimums et maximums de température supérieurs ou équivalents à 0°C ont été considérées. Advenant le cas contraire, les précipitations observées ont été étiquetées comme étant mixtes ou solides, cela ayant également pour effet d'écarter des analyses toute séquence cumulée affectée par cette situation. Par ailleurs, le même procédé a été utilisé pour le décompte des précipitations antérieures (i.e. les quatre dernières semaines).

Les CGD ont été répertoriés à l'aide des critères proposés par Fortin (2010) et stipulant qu'un CGD survient lorsque la température oscille de part et d'autre du point de congélation au cours d'une période de 24 heures. En l'absence de données horaires, il devient difficile d'estimer le comportement du couvert nival et de connaître la véritable dynamique évolutive de la température au cours d'une même journée. Cela explique d'ailleurs pourquoi toute journée présentant un minimum de température inférieur ou équivalent à $-0,1^{\circ}\text{C}$ et un maximum supérieur ou équivalent à 0°C a été considérée en tant que CGD complet (Fortin, 2010). Il est également à noter que toute journée avec neige au sol présentant un minimum et un maximum de température supérieurs ou équivalents à 0°C a été considérée comme un jour de fonte.

2.4.4 Périodes de retour des épisodes climatiques particuliers

Après avoir identifié les paramètres météorologiques susceptibles d'entraîner l'initiation des processus géomorphologiques ciblés, les épisodes de 24, 48 et 72 heures présentant des quantités de précipitations supérieures aux moyennes régionales ont été ciblés afin de distinguer les fenêtres temporelles à même de correspondre à des épisodes climatiques particuliers. Cette étape a notamment permis d'orienter la recherche et pour cet exercice, les moyennes quotidiennes, mensuelles et annuelles ont été utilisées à titre comparatif.

Par la suite, les quantités maximales de précipitations totales et solides observées lors de chacune des années de la chronologie ont été intégrées à une distribution statistique extrême de *Gumbel* (McClung, 2001), et ce, afin de permettre une extrapolation viable des périodes de retour leur étant associées. En l'absence d'une chronologie climatique suffisante, cette démarche statistique s'est avérée intéressante pour l'obtention de périodes de retour supérieures aux trente dernières années.

Les paramètres de la distribution de *Gumbel* ont été déterminés et validés à l'aide d'une régression linéaire des moindres carrés exposant la relation entre les quantités maximales de précipitations retenues pour les pas de temps de 24, 48 et 72 heures et une variable aléatoire réduite (*Reduced Variate*) obtenue par l'entremise de la formule suivante :

$$-\ln[-\ln(CDF)] \quad (8)$$

où *CDF* correspond à la valeur (%) de non-dépassement (*Cumulative Density Function*) de chacune des données de la chronologie prise en compte, valeur calculée à l'aide de la formule suivante :

$$(R - 0.5/N) \quad (9)$$

où *R* représente le rang de chaque donnée de précipitations maximales retenue et *N* le nombre total d'années de la chronologie pour lesquelles des données sont disponibles. Le rang de chacune des données a été octroyé par ordre décroissant, soit de l'année présentant la plus forte quantité de précipitations observée, jusqu'à la plus faible.

L'extrapolation des quantités de précipitations correspondant aux périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans a ensuite été rendue possible par l'intégration de la valeur résiduelle de la probabilité annuelle à l'équation de la droite de régression préalablement obtenue. La valeur résiduelle de la probabilité annuelle a été calculée à l'aide de la formule suivante :

$$(1 - PA) \quad (10)$$

où PA correspond à la probabilité annuelle (7).

Par ailleurs, un décompte manuel des épisodes météorologiques outrepassant les différents seuils critiques élaborés dans la section précédente a également été effectué pour l'ensemble de la chronologie. Les résultats obtenus pour les différentes classes d'évènements ont ensuite été confrontés aux conclusions extrapolées par l'entremise de la loi de *Gumbel* afin d'évaluer la pertinence de ces dernières.

Finalement, afin de porter un regard sur le comportement de la dynamique météorologique régionale au cours des dernières décennies, une grande attention a été accordée aux oscillations thermiques, ainsi qu'à la nature des précipitations enregistrées lors de la période hivernale cantalienne (i.e. novembre à avril). La fréquence annuelle des épisodes quotidiens de chutes de neige, de pluies hivernales, de précipitations mixtes et des CGD a donc systématiquement été relevée pour l'ensemble de la chronologie de données météorologiques disponibles. Un décompte des jours avec neige au sol a également été effectué de façon singulière et en lien avec la plupart des phénomènes climatiques susmentionnés. Les journées hivernales présentant des températures minimales et maximales supérieures à 0°C ont de plus été dénombrées avec (i.e. jours de fonte) et sans neige au sol. Enfin, une attention particulière a également été portée au nombre total de journées avec précipitations liquides lors de chacune des années de la chronologie (i.e. du 1^{er} novembre au 31 octobre de l'année suivante), ainsi qu'au nombre d'épisodes quotidiens de pluie estivale (du 1^{er} mai au 31 octobre).

CHAPITRE III

RÉSULTATS

3.1 Caractéristiques géomorphologiques et topographiques du site

3.1.1 Profils de pente et paramètres morphométriques

Le site investigué est situé entre 1180 et 1365 m d'altitude (dénivelé : ± 185 m) et correspond à un secteur très abrupt de la face est du puy de Peyre-Arse (fig. 3.1). En amont de celui-ci se trouve une série de trois replats subalpins disposés selon un axe sud-ouest / nord-est. Ces paliers se succèdent de l'amont vers l'aval, à quelque 30 m d'intervalle, à partir d'une légère dépression scindant les crêtes australes du Peyre-Arse (1700 m) jusqu'à 1540 m d'altitude (fig. 3.1). Les deux premiers replats, situés à des altitudes respectives de 1654 (fig. 3.1.1) et 1626 m (fig. 3.1.2), présentent des superficies semblables (± 2000 m²) et des angles de pentes de 10 à 20°. Ils sont tous deux reliés par un pan de versant très abrupt ($\pm 30^\circ$) de 35 m de longueur et sont parsemés de débris rocheux hétérogènes (fig. 3.1.2) ayant comme origine probable les champs de blocs situés au pied des crêtes sus-jacentes. Le palier le plus en aval est de forme triangulaire et a une superficie de 625 m². Il présente une inclinaison de $\pm 25^\circ$ et surplombe à la fois le couloir de la « Banane » (côté ouest) et la falaise de Roche Noire (côté est) (fig. 3.1.3). Les trois couloirs investigués sont quant à eux situés plus en aval, du côté est de ce dernier plateau. Une pente de ± 250 m de longueur présentant un gradient de pente oscillant entre 30 et 40° et un dénivelé de ± 180 m les précède, marquant ainsi un point de rupture topographique très apparent entre la zone de haute altitude (≥ 1540 m) et celle de moyenne altitude (< 1360 m) où débutent les couloirs étudiés. La partie proximale de cette section se distingue par la présence de cicatrices de décrochements complètement dépourvues de végétation (fig. 3.2).



Figure 3.1 Section du versant de Roche Noire investiguée (encadrée) et série de replats dans la zone de haute altitude. 1- Premier replat (1654 m); 2- deuxième replat (1626 m) et débris rocheux et; 3- troisième replat (1550 m) (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).



Figure 3.2 Cicatrices de décrochements situées en amont des trois couloirs investigués (crédit photos : Bouchard, 2012).

Les trois couloirs de Roche Noire, étiquetés des toponymes RN1, RN2 et RN3, sont présentés à la figure 3.3. Le couloir RN3 ayant été découvert lors d'une traversée de la frange forestière à mi-versant afin de relier les couloirs RN1 et RN2, il importe de faire mention de la position centrale et parallèle de RN3 par rapport aux autres, celui-ci bifurquant vers le sud-est pour rejoindre RN1 vers 1285 m d'altitude (fig. 3.3). Le couloir RN1 débute à 1325 m d'altitude au pied d'une falaise rocheuse de plus d'une quinzaine de mètres de hauteur et d'une dizaine de mètres de largeur. Cet imposant mur de roche aux apparences instables est très marqué par l'altération et se présente tel un amphithéâtre dont les côtés latéraux bordent chaque côté du couloir sur quelques mètres. Le profil longitudinal du couloir est linéaire et sa partie distale est marquée d'une légère concavité basale. D'un dénivelé de 150 m, il s'allonge sur près de 300 m de longueur et sa section amont se distingue par un gradient de pente abrupte de 32° alors qu'en aval, la pente s'adoucit à 17° jusqu'à l'atteinte de la rivière Santoire (fig. 3.4). Le couloir RN1 découpe la frange forestière de façon très nette et présente une largeur moyenne de 14,75 m. L'incision se veut maximale en amont (± 25 m) et minimale à l'embouchure (8 m) du couloir, celle-ci étant située à la limite aval des arbres à environ 1285 m d'altitude.

Dans la section forestière, le fond du couloir est marqué de petits replats dans les secteurs de rupture de pente. Un léger écoulement d'eau est audible et à peine visible à environ 20 m en aval de la falaise. Certains constats faisant suite à un orage de forte intensité incite à croire que l'écoulement de l'eau y est intermittent et que son débit varie au gré des conditions météorologiques locales. Néanmoins, aucun indice morphologique ne permet d'y envisager des écoulements de forte intensité récents. En aval de la frange forestière, la diminution graduelle de la pente tend à favoriser l'accumulation de débris, ceux-ci étant répartis sur plus de 100 m de longueur et 20 m de largeur. Recouverte de végétation basse, cette zone est dominée par le chardon (*Carduus S.P.*) sur toute la superficie de dépôts visibles (fig. 3.5). La partie distale de la zone de déposition est marquée d'un affleurement de brèche volcanique, celui-ci étant à l'origine d'une surélévation ponctuelle du relief. Un deuxième affleurement est situé à quelques mètres en aval du premier, à la suite duquel le profil de pente devient encore plus chaotique, principalement en vertu de la présence d'immenses blocs dispersés sur plusieurs mètres de superficie (fig. 3.5).

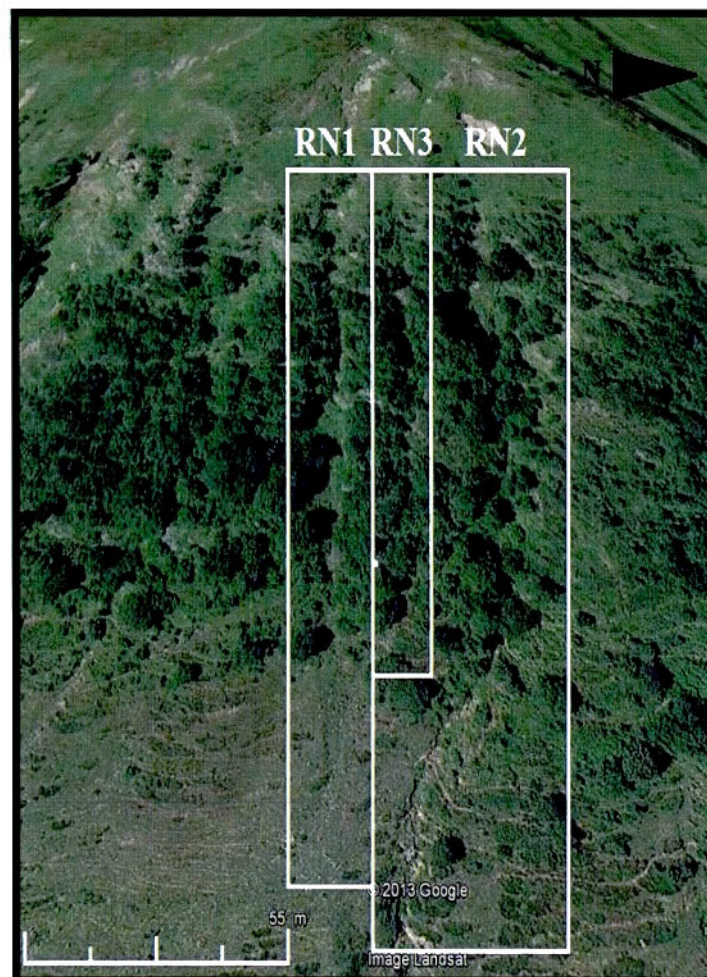


Figure 3.3 Disposition des couloirs investigués (modifiée de *Google Earth*, 2013).

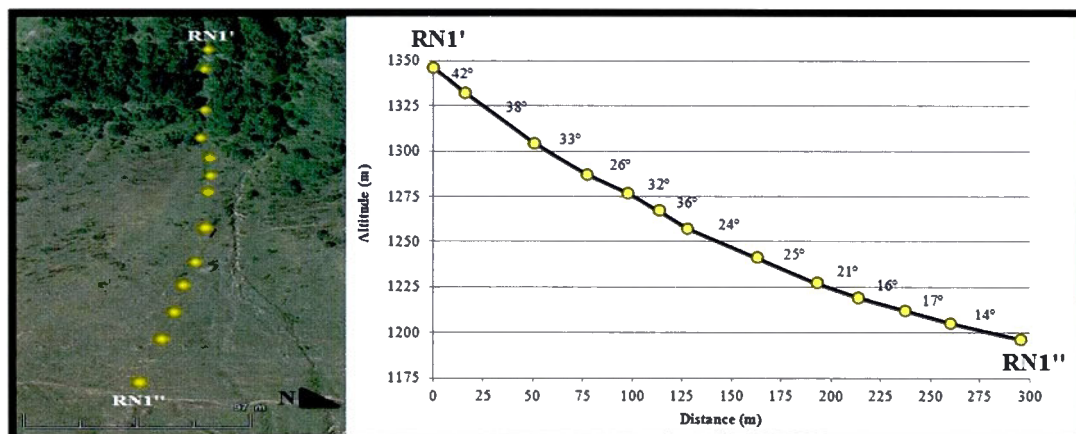


Figure 3.4 Profil longitudinal du couloir RN1 (modifiée de *Google Earth*, 2013).

Le couloir RN3 présente une morphologie différente de RN1, malgré le fait que ceux-ci convergent à 1280 m d'altitude. Celui-ci débute également au pied d'une falaise de 15 m de hauteur s'apparentant à un petit amphithéâtre, mais à 1364 m d'altitude et à environ 30 m au nord-est de RN1. Falaise marquée de plusieurs interstices et de fissures, certains indicateurs morphologiques y laissent présager un écoulement d'eau intermittent. Le dénivelé du couloir est de 84 m et celui-ci s'étire sur près de 125 m de longueur. Son profil longitudinal est assez rectiligne, mais ponctué de petits replats attribuables à la présence d'affleurements rocheux ou de ruptures de pente. Il présente un tracé linéaire jusqu'à 1290 m d'altitude, après quoi celui-ci bifurque vers le sud-est sur une distance de 30 m. La pente y est très abrupte avec une inclinaison moyenne de 34° (fig. 3.6) et la largeur moyenne du couloir est de 8 m, un maximum de 20 m ayant été observé en amont et un minimum de 3 m environ 30 m en aval.

En raison de fortes incisions dans le sol, certaines sections du couloir s'apparentent à un chenal torrentiel. Sa profondeur peut atteindre jusqu'à 3,5 m et de petits amoncellements sédimentaires de quelques décimètres de hauteur s'apparentant parfois à des levées peuvent être observés aux abords des segments les plus encaissés. À l'instar de RN1, la végétation basse domine les portions les moins perturbées du couloir, mais on y retrouve également quelques arbres matures. Ces derniers sont principalement situés en bordure du couloir et présentent plusieurs stigmates très apparents tels qu'un mode de croissance en reprise apicale, ainsi que des cicatrices externes et/ou des branches cassées jusqu'à près de 6 m de hauteur. Comme le couloir RN3 aboutit dans la partie proximale de la zone de déposition du couloir RN1, il appert que cette dernière leur soit commune.



Figure 3.5 Chardons et débris (gauche), affleurements de brèche volcanique (encadré) et blocs dans la zone de dépôts du couloir RN1 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2012).

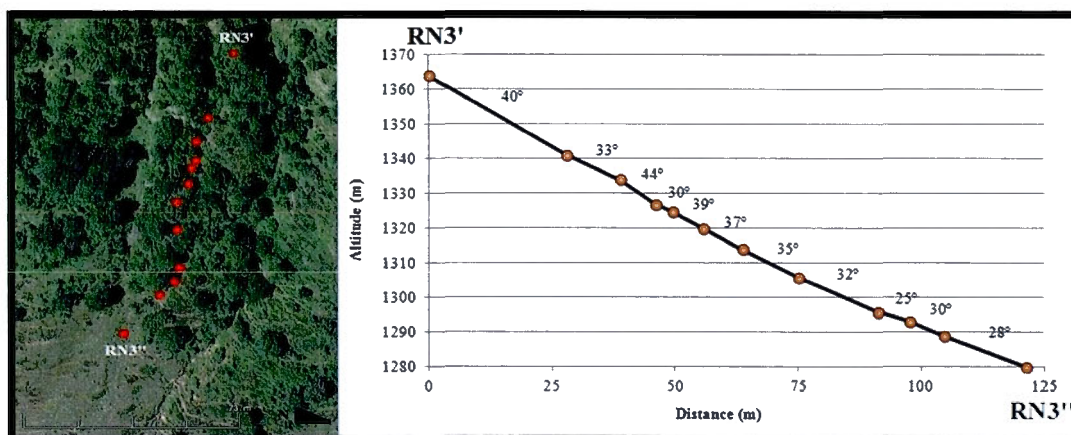


Figure 3.6 Profil longitudinal du couloir RN3 (modifiée de *Google Earth*, 2013).

Situé au nord-est, le couloir RN2 est un chenal torrentiel de premier ordre alimenté par les eaux de ruissellement (pluie et neige) emmagasinées dans les réservoirs souterrains situés au cœur du substrat volcanique altéré et poreux du Peyre-Arse (Reffay, 2001). Malgré une diminution apparente du débit lors de la saison estivale, l'écoulement y est permanent et devient visible à environ 1375 m d'altitude suite à des résurgences dans une falaise rocheuse similaire à celles précédemment décrites. À cet endroit commence l'incision du chenal, celui-ci présentant un dénivelé de 165 m et une longueur totale de 373 m. Son tracé est plutôt sinueux, tandis que son profil longitudinal est marqué de plusieurs replats et/ou cascades propices aux accumulations de débris (fig. 3.7). Ces petits replats sont entrecoupés de segments de pentes rectilignes et abruptes dans la section amont, le gradient de pente diminuant ensuite graduellement avec l'altitude. De manière générale, la pente moyenne est de 34° dans la section forestière (≥ 1280 m d'altitude) et de 20° dans la zone de déposition et d'accumulation de débris (fig. 3.7 et 3.8). Une légère concavité basale est également visible dans la portion distale du versant située à l'extérieur de la frange forestière.

La largeur du couloir varie de 25 m au pied de la falaise à 2,5 m dans les portions les plus confinées. L'incision du chenal semble influencée par la topographie et peut atteindre jusqu'à 3,5 m par endroits. En amont du couloir, les sections de forte pente ($\geq 30^\circ$) sont complètement dénudées et l'écoulement a lieu directement sur le substrat rocheux, donnant ainsi au chenal une allure de glissade polie par les effets érosifs de l'eau (fig. 3.9). Des levées de quelque centimètres à plusieurs décimètres de hauteur marquent les bordures du chenal dans les secteurs les plus incisés. Par ailleurs, une éclaircie a été observée en milieu forestier

du côté sud-ouest du couloir, à environ 1295 m d'altitude. Celle-ci s'apparente à un petit corridor tapissé de végétation basse, et elle incise la frange forestière suivant une diagonale abrupte ($\pm 40^\circ$) de plusieurs dizaines de mètres de longueur, pour ensuite converger vers le chenal principal.

Un amoncellement de débris hétérogènes et de blocs obstrue le chenal principal à 1225 m d'altitude, provoquant ainsi la déviation de l'écoulement vers le nord-est, jusqu'à la rivière Santoire. Quelques mètres en aval du point d'avulsion, l'écoulement devient plus diffus en raison d'une diminution du gradient de pente, faisant en sorte de créer de petites ramifications. Le relief y très chaotique et à l'instar de la zone de déposition de RN1 / RN3, toute la zone est recouverte de végétation basse et de plants de chardons (fig. 3.9). En aval des débris obstruant le chenal principal, deux anciens chenaux peuvent être observés. Celui au sud-ouest a une longueur de 160 m, une largeur moyenne de 5,85 m, une inclinaison de 15° et est incisé de 0,75 à 2,5 m de profondeur. Il est complètement recouvert de végétation basse, laissant ainsi envisager qu'il est inactif depuis quelques années. Celui du centre présente un relief très chaotique et de légères incisions dans le sol, mais celles-ci s'apparentent davantage à de petites dépressions isolées. Il a une longueur de 156 m, une largeur de 13,5 m et un gradient de pente moyen de 15° . Des levées de plusieurs décimètres de hauteur délimitent les parois de la partie proximale pour ensuite disparaître graduellement une dizaine de mètres en aval. L'extrémité de la levée nord-est s'apparente à un lobe frontal digité.

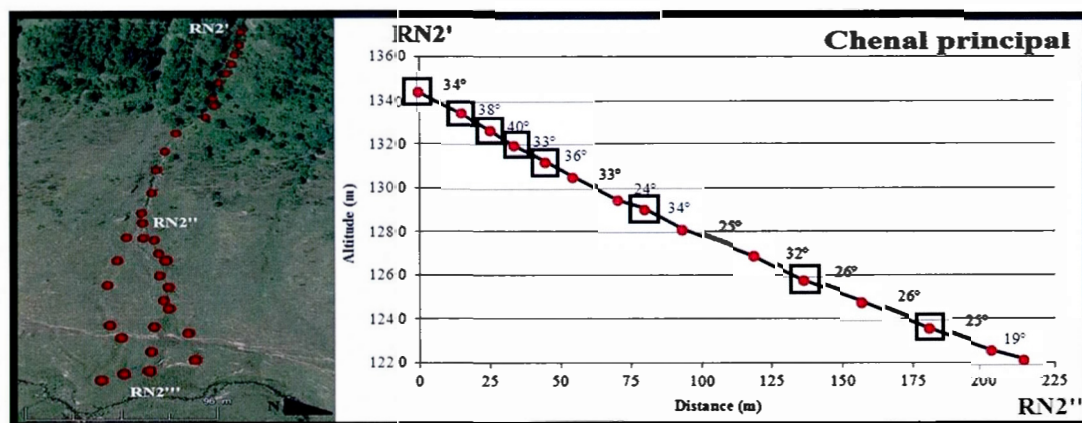


Figure 3.7 Profil longitudinal du chenal principal du couloir RN2. Les encadrés représentent les replats ponctuant la microtopographie du chenal (modifiée de *Google Earth*, 2013).

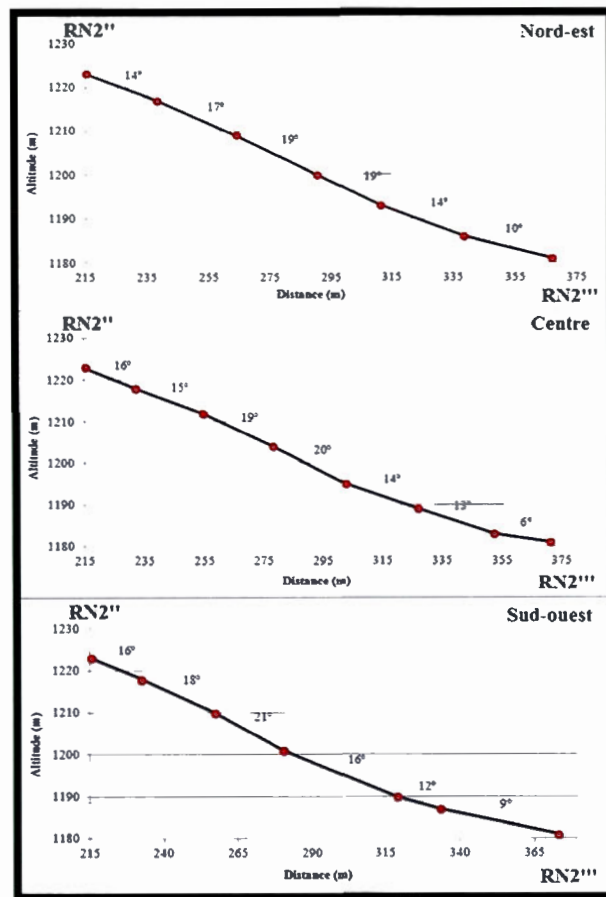


Figure 3.8 Profils longitudinaux des ramifications nord-est, centre et sud-ouest du couloir RN2.



Figure 3.9 Substrat affleurant (gauche) et débris dans la zone de déposition RN2 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2013).

3.1.2 Répartition spatiale et morphologie des dépôts

Dans la partie amont du couloir RN1, des débris rocheux de taille centimétrique à décimétrique sont dissimulés parmi la végétation basse. Des accumulations de débris sans structures apparentes, ainsi que des imbrications de clastes ont été observées sur les replats. Dans les sections plus raides et rectilignes, seuls des débris de plus petite taille sont en place. Un arbre mature se trouve en position instable dans le centre du couloir, sa croissance semblant être orientée dans le sens de la pente. Aussi, des débris rocheux de tailles hétérogènes sont également massés au pied de la plupart des arbres bordant le couloir.

Dans le couloir RN3, des débris rocheux, ligneux et organiques sont éparpillés sur toute la longueur du couloir. Dans la portion amont, les sections moins abruptes et les interstices des affleurements rocheux sont marqués par la présence d'imbrications de clastes hétérogènes. Plusieurs débris ligneux obstruent le centre du couloir, particulièrement dans la portion centrale. Dans cette section, le couloir est complètement dépourvu de végétation et il est recouvert de débris hétérogènes de natures multiples. Ceux-ci sont entremêlés sans structure apparente dans une matrice très lâche constituée de sédiments fins et grossiers, ainsi que de matière organique (fig. 3.10). Le sol y est donc très instable, tel un champ fraîchement labouré. Encore une fois, des débris rocheux sont dispersés au pied des arbres se trouvant en périphérie du couloir. Des pellicules composées de sédiments fins et grossiers, ainsi que de débris rocheux de plus grandes tailles ont également été observés du côté amont de certains arbres situés en bordure du couloir (fig. 3.11A).

Dans la zone de déposition commune aux deux couloirs, de nombreux débris ligneux et rocheux sont disposés directement sur la végétation, tandis que certains n'en sont que partiellement recouverts. Des roches de toutes tailles, des branches cassées, ainsi que de nombreux arbres d'un diamètre moyen de 13,7 cm sont jonchés au sol sans classement apparent (fig. 3.10). Malgré le fait que plusieurs arbres soient perpendiculaires à la pente, aucune orientation préférentielle n'a pu être clairement distinguée. Bien qu'importante, la densité de débris est plus modérée dans la partie proximale, les débris rocheux y étant en proportion légèrement plus importante que les débris ligneux. La densité de débris la plus importante a été observée au centre de la zone de déposition et la proportion de débris

ligneux par rapport au débris rocheux semble augmenter graduellement vers l'aval, jusqu'à l'apex du premier affleurement de brèche volcanique (fig. 3.5).

Dans la partie forestière du couloir RN2, les débris sont absents de tous les segments rectilignes à fortes pentes. De nombreuses imbrications et accumulations de débris rocheux décimétriques obstruent le fond du chenal dans les zones de replats (fig. 3.11B). Des levées sont visibles par endroits et celles-ci sont parfois surmontées de débris rocheux en position précaire. Plusieurs blessures mécaniques ont été remarquées sur les arbres en bordure du couloir (i.e. cicatrices, branches et troncs cassés), expliquant de ce fait la présence de débris ligneux parmi les débris rocheux recouvrant le secteur. Des pellicules de sédiments ont également été observées du côté amont d'arbres situés aux abords du chenal (fig. 3.11C).

Sous la limite des arbres, le faible gradient de pente favorise les accumulations de débris plus importantes. Certaines sections du chenal présentent des levées très imposantes, tel le segment précédant le point d'avulsion de l'écoulement (fig. 3.12A). C'est d'ailleurs en périphérie de ce point que la plus grande densité de débris a été observée : des sédiments fins et grossiers, des clastes et des blocs, ainsi que des arbres morts atteignant jusqu'à 55 cm de diamètre y sont disposés de façon chaotique, la plupart superposant la végétation basse (fig. 3.9 et 3.12B). Des pellicules de sédiments et des monticules de pierres (*stone cairns*) ont aussi été observés recouvrant certains blocs métriques, lesquels sont fréquemment précédés ou suivis de queues de débris de plusieurs décimètres de longueur (fig. 3.12C). Dans le secteur des paléochenaux, la présence de débris rocheux et ligneux est considérable jusqu'à la rivière Santoire, mais diminue à partir de 1195 m d'altitude.



Figure 3.10 Sédiments et débris dans le couloir RN3 (gauche); chardons et débris dispersés dans la zone de déposition RN1 / RN3 (droite) (crédit photos : Bouchard, 2012).



Figure 3.11 A- Pellicule de sédiments en amont d'un arbre du couloir RN3; B- imbrications de débris rocheux dans le chenal RN2; C- pellicule de sédiments en amont d'un arbre du couloir RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).



Figure 3.12 A- Levée en amont du point d'avulsion du chenal RN2; B- et grande densité de débris périphérique; C- pellicule de sédiments et monticules de pierres (*stone cairns*) sur un bloc métrique du chenal RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).

Au niveau des macro-formes de déposition, trois formations particulières ont été répertoriées sur le terrain d'étude. Tout d'abord, une trainée de débris d'une cinquantaine de mètres de longueur et de 7 à 10 m de largeur a été observée tout juste en aval du point d'avulsion du chenal RN2. Celle-ci est constituée de sédiments fins et grossiers, de débris rocheux hétérogènes, de blocs métriques, ainsi que de débris ligneux (i.e. arbres morts, branches cassées). Elle présente une morphologie laminaire, difforme et compacte et est parallèle à la pente. La partie proximale a l'aspect d'une imposante levée, tandis que la partie distale est ponctuée d'un lobe frontal digité (fig. 3.13).

En arpentant le site d'étude à diverses altitudes et en consultant quelques photographies aériennes et images satellites, il a également été possible de constater que le chenal RN2 et toutes ses ramifications incisent une imposante forme convexe s'apparentant à une langue à blocs d'avalanche (*avalanche boulder tongue*) (Rapp, 1959, 1960) (fig. 3.14A). Cette langue à blocs s'étend latéralement jusqu'en aval de la zone de déposition commune aux couloirs RN1 et RN3. D'une longueur maximale de 230 m (rayon central) et d'une largeur maximale de 215 m (extrémité distale), elle possède un périmètre de 665 m et une superficie de 28 175 m². Son profil longitudinal correspond à la partie distale du couloir RN1 (fig. 3.4) et débute à 1240 m d'altitude à partir du premier affleurement de brèche volcanique. Le gradient de pente moyen du profil longitudinal est de 20°, mais celui-ci devient légèrement moins abrupt sous 1220 m d'altitude. Son profil latéral est dissymétrique et chaotique, particulièrement dans la partie nord-est où se trouvent les différentes ramifications du couloir RN2. Des blocs rocheux plurimétriques et subanguleux sont dispersés sur toute sa superficie, particulièrement dans le secteur sud-ouest situé en aval du couloir RN1.

Finalement, la partie distale du couloir RN2 possède certaines des caractéristiques pouvant être attribuées à un cône de déjection en éventail (*debris fan*). Celui-ci présente une morphologie dissymétrique d'une longueur maximale de 163 m (rayon central) et d'une largeur maximale de 74 m (extrémité distale), son périmètre étant de 428 m et sa superficie de 7172 m². Son profil longitudinal est marqué d'une légère concavité répartie sur toute la longueur et d'une pente moyenne de 16° (fig. 3.14B). La partie distale du cône est perpendiculaire à la rivière Santoire et s'apparente à une petite plaine d'épandage d'environ 800 m² avec une inclinaison moyenne de 11°. Le sol de cette zone marécageuse est

majoritairement composé de sédiments fins, mais des débris rocheux de tailles hétérogènes sont visibles dans les herbes hautes et les eaux basses.



Figure 3.13 Trainée de débris et lobe frontal digité recouvrant le cône de déjection en aval du point d'avulsion du chenal RN2. Le contour blanc délimite la superficie des dépôts (crédit photo : Bouchard, 2012).

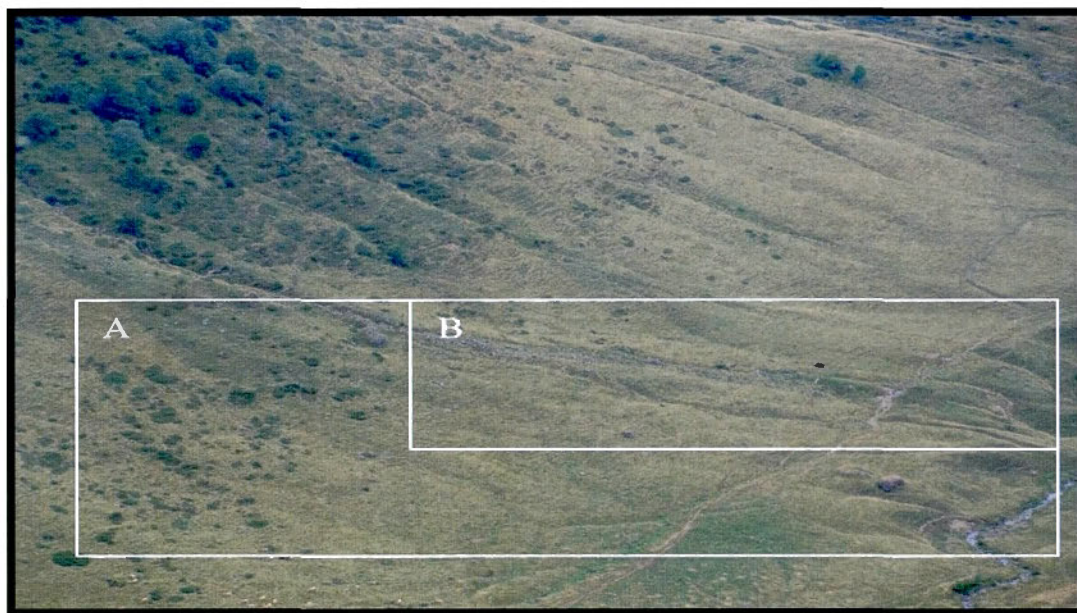


Figure 3.14 A- Lange à blocs d'avalanche et; B- cône de déjection en éventail situés en aval des trois couloirs investigués (crédit photo : Bouchard, 2012).

3.1.3 Stratigraphie, sédimentologie et morphométrie

3.1.3.1 Profils stratigraphiques et organisation des sédiments

Des coupes stratigraphiques ont pu être dégagées et analysées dans les zones d'écoulement des couloirs RN2 et RN3 (fig. 3.15). Contrairement au couloir RN1, où seules de petites lentilles sableuses ont été observées, l'étude de la stratigraphie et de l'organisation des dépôts a été possible en raison du surcreusement des couloirs induit par l'effet érosif des écoulements, et donc de la présence de parois latérales dépourvues de végétation.

Une première coupe (C1) a pu être dégagée vers 1304 m d'altitude, dans la partie médiane du couloir RN3, dans une section de pente orientée selon un axe ouest-est et inclinée à 31°. Cette coupe de près de 2 m d'épaisseur fut identifiée comme étant représentative de l'ensemble du couloir en raison de son faciès qui, en plus de représenter la seule unité stratigraphique visible, a été observé dans toutes les sections. Celui-ci est composé d'un diamicton à matrice sablo-graveleuse et malgré une texture laissant envisager une infime présence de limons, la fraction fine y semble pratiquement absente (fig. 3.16A). La matière organique est omniprésente et la structure peu cohésive avec de petits débris rocheux (≤ 5 cm) et des clastes hétérogènes (> 5 cm) anguleux à subarrondis disposés sans organisation apparente. Une fabrique réalisée sur différents clastes présents dans la coupe n'a pas permis de déceler d'orientation préférentielle dans la disposition de l'axe *a* des débris. Toutefois, une légère tendance vers l'est a été notée. Quant à l'inclinaison des clastes par rapport à la pente, celle-ci présente également une grande variabilité et malgré la présence de clastes inclinés à plus de 40°, aucune imbrication ne fut observée à l'intérieur de la coupe (fig. 3.16 - C1).

Dans la zone d'écoulement du couloir RN2, deux coupes (C2 et C3) ont également été dégagées. La première a été observée à 1312 m d'altitude dans une section du couloir orientée selon un axe ouest-est et présentant un gradient de pente de 36°. Il s'agit d'une coupe composée de deux unités juxtaposées et mises en place directement sur le substrat rocheux. L'unité supérieure correspond à un diamicton à matrice sablo-graveleuse semblable à celui observé en C1 (fig. 3.16B). Toutefois, sa structure semble plus compacte et cohésive, probablement en raison de la présence d'un écoulement d'eau permanent à une distance de moins d'un mètre. Une mince couche de dépôts organiques recouvre cette unité et des débris

de cette nature sont également présents dans la coupe, mais en plus petite quantité. Encore une fois, de petits débris rocheux anguleux à subarrondis (≤ 5 cm) et des clastes hétérogènes (> 5 cm) y sont disposés de façon chaotique.

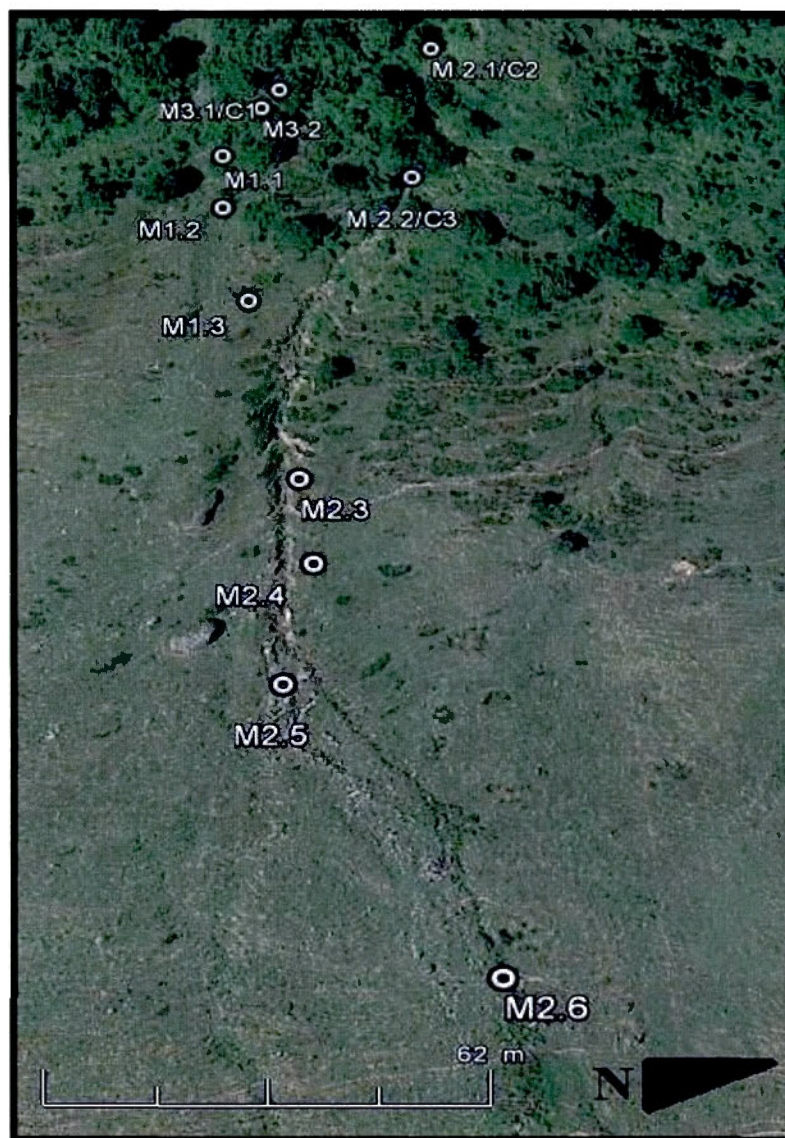


Figure 3.15 Sites sélectionnés pour la réalisation de fabriques (C1, C2, C3) et les analyses morphométriques (M1.1 à M3.2) (modifiée de *Google Earth*, 2013).

L'horizon inférieur de la coupe C2 est marqué par la présence de clastes de tailles plus importantes dans une matrice sablo-graveleuse variant en proportion selon la topographie du chenal (fig. 3.16C). Ces clastes sont de formes anguleuses à subanguleuses et sont disposés de façon très chaotique. Néanmoins, des imbrications sont visibles aux différents points de contact entre le faciès et le substrat rocheux sous-jacent. Le nombre de clastes et l'épaisseur de l'horizon inférieur sont beaucoup plus importants dans les secteurs de replats du chenal tandis que dans les portions plus abruptes, c'est l'horizon supérieur qui domine (fig. 3.16D). Une fabrique réalisée sur les clastes des deux horizons ne montre aucune orientation préférentielle de l'axe a , et ce, malgré une légère tendance vers l'est-sud-est. Enfin, nonobstant la présence d'imbrications dans l'horizon inférieur, l'inclinaison des clastes, bien que très variée, ne dépasse pas 45° (fig. 3.16 - C2).

La deuxième coupe dégagée dans le couloir RN2 (C3) a été observée à 1289 m d'altitude dans une section de pente orientée selon un axe ouest-est et présentant une inclinaison de 34° . Celle-ci est constituée d'un horizon unique correspondant à un diamicton comparable à celui observé en C2, bien que la matrice semble légèrement plus sableuse. On y retrouve aussi la présence de clastes hétérogènes (≥ 5 cm à dm) dans l'ensemble de la couche, et ce, dans une proportion plus importante que dans la coupe C2 (fig. 3.16E). Ces clastes sont anguleux à subanguleux et sont disposés sans organisation apparente. Une fabrique réalisée sur les clastes de ce secteur n'a montré aucune orientation préférentielle de l'axe a , mais a néanmoins soulignée une légère tendance vers le nord-est. Un gradient d'inclinaison de l'axe a variable et l'absence d'imbrication des clastes ont aussi été constatés (fig. 3.16-C3).

De nombreuses coupes ont également pu être recensées dans la zone de déposition du chenal RN2, mais en raison des perturbations engendrées par la présence bovine, les faits observés ont été considérés avec parcimonie. Toutefois, il a été constaté qu'une matrice semblable à celle décrite en amont et une forte quantité de débris hétérogènes anguleux à subanguleux composent les parois latérales du chenal, celles-ci étant aussi caractérisées par l'absence d'organisation sédimentaire ou de stratifications (fig. 3.16F).

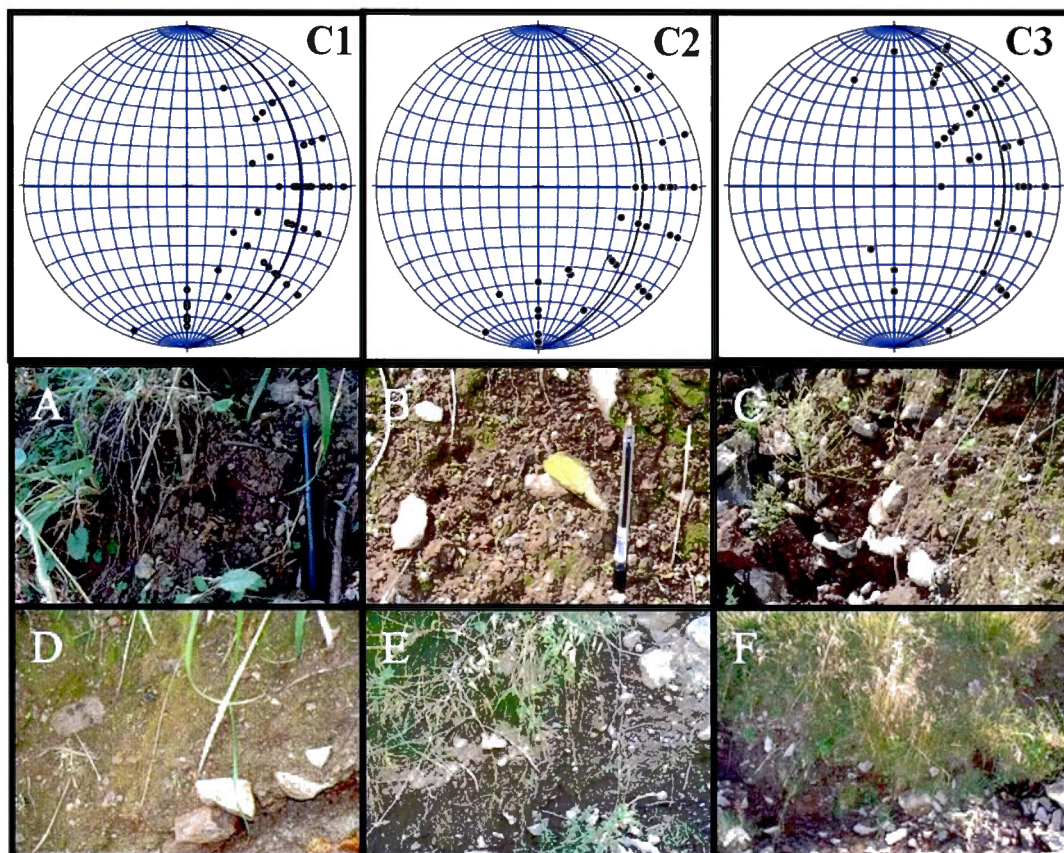


Figure 3.16 Stéréogrammes représentant l'orientation et l'inclinaison de l'axe a des clastes analysés lors de la réalisation de fabriques dans les coupes dégagées (C1, C2, C3). Chaque point représente un claste, les arcs de cercle indiquent une inclinaison de 0° (arc extérieur) à 90° (centre) et les axes verticaux et horizontaux indiquent l'orientation géographique (nord en haut). A- Coupe C1; B- horizon supérieur de C2; C- horizon inférieur de C2; D- diamicton recouvrant les clastes (dm) de l'horizon inférieur de C2; E- coupe C3; F- parois latérales du chenal RN2 dans la zone de déposition (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).

3.1.3.2 Pétrologie et morphométrie des dépôts

La géologie du substrat du secteur de Roche Noire est principalement d'origine volcanique et la nature pétrologique des dépôts du site d'étude semble fortement influencée par le complexe trachyandésitique qu'est le puy de Peyre-Arse (Nehlig, Boivin *et al.*, 2003; Nehlig, 2007). Il est possible d'y observer une forte présence de conglomérats (blocs ou affleurements) à matrice friable. Ceux-ci sont constitués de lahars cendro-ponceux et de brèches volcaniques dont la composition allie matrice friable et débris rocheux plus résistants (i.e. trachyandésites, basaltes, latites) (Nehlig, Boivin *et al.*, 2003; Navarre, 2011). D'ailleurs,

une grande part des débris rocheux retrouvés sur le site est probablement issue de la désagrégation de ces assemblages volcaniques. Toutefois, la majorité des blocs de tailles métriques à plurimétriques dispersés sur le site semble présenter les mêmes caractéristiques pétrologiques que la falaise de trachyandésites qui constitue la ligne de crête du Peyre-Arse. Ainsi, l'analyse pétrographique réalisée sur le site tend à démontrer l'origine *in situ* des débris rocheux observés dans la zone de déposition des couloirs.

L'analyse morphométrique des débris rocheux a également permis d'observer une certaine uniformité au niveau de la distribution des caractéristiques morphologiques des clastes des différents sites d'échantillonnages (fig. 3.15). Les diagrammes de Zingg (1935) présentés à la figure 3.17 indiquent une morphologie des clastes plutôt similaire pour l'ensemble des couloirs, ceux-ci étant avant tout caractérisés d'une forte hétérogénéité d'ensemble, mais également marqués d'une légère prédominance discoïdale et laminaire. D'ailleurs, le diagramme D présentant la moyenne et l'ET des clastes de chacun des couloirs vient appuyer ces observations en conférant à l'ensemble de ceux-ci une tendance disco-laminaire. Aussi, suite à l'analyse singulière de chacun des groupes d'échantillons et considérant que chacun des sites a été numéroté en ordre croissant de l'amont vers l'aval dans chaque couloir, il apparaît qu'aucune distinction morphologique majeure ne peut être attribuée au positionnement altitudinal des clastes sur le versant. En ce qui a trait au diagramme triangulaire présenté en E (Sneed et Folk, 1958), celui-ci corrobore les résultats obtenus par l'entremise des diagrammes de Zingg (1935). Toutefois, les moyennes obtenues indiquent un taux de clastes laminaires légèrement plus élevé que dans le cas des diagrammes précédents.

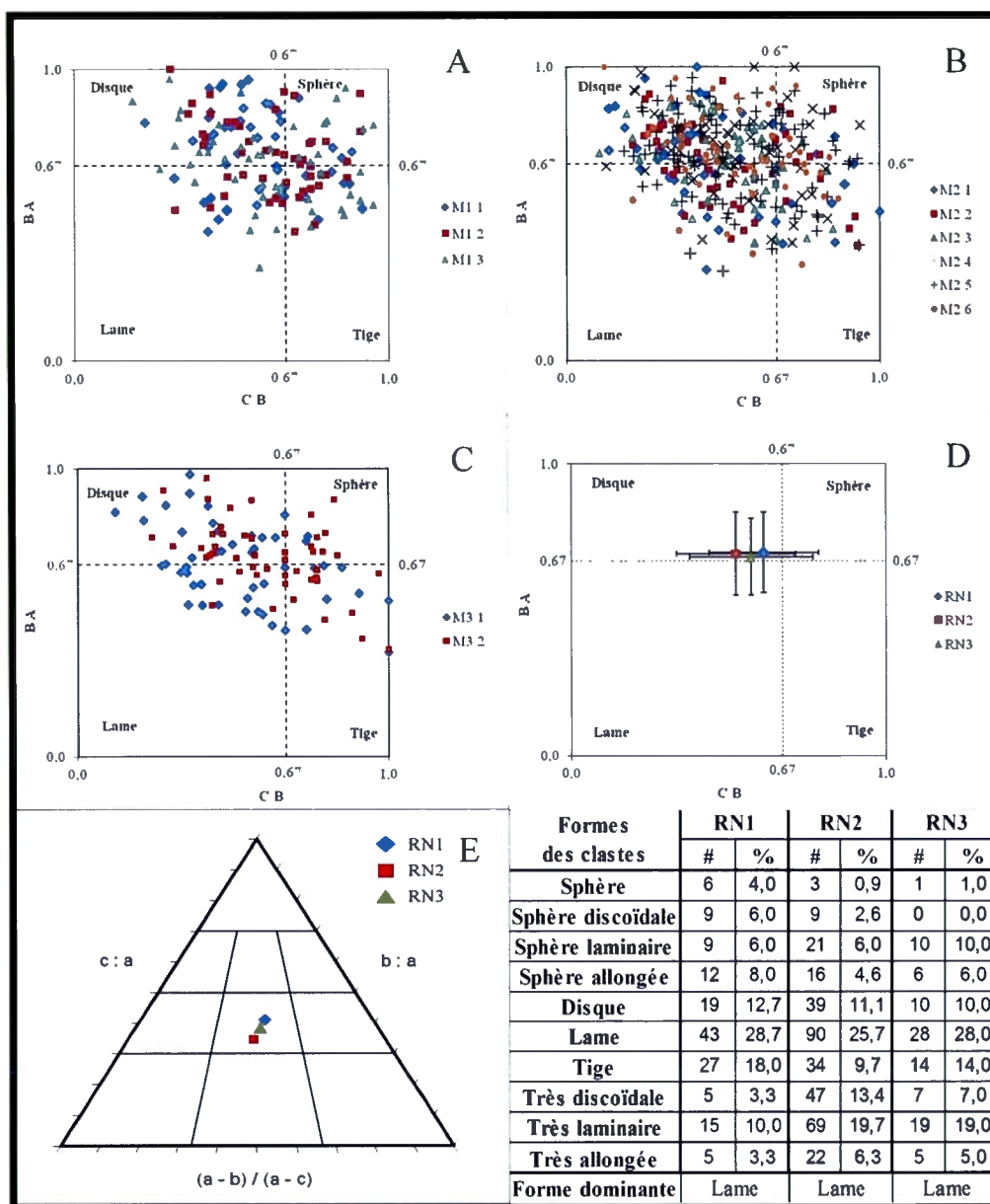


Figure 3.17 Diagrammes de Zingg (1935) des couloirs A- RN1; B- RN2; C- RN3 et; D- moyennes (points) et écarts-types (lignes) de chacun des couloirs; E- diagramme triangulaire représentant la tendance morphologique de chaque couloir (Sneed et Folk, 1958) ainsi que; tableau- nombre et proportion des formes recensées.

Enfin, de par l'analyse des indices d'émoussé, d'aplatissement et de sphéricité obtenus, il est possible d'affirmer que les clastes des différents couloirs présentent des caractéristiques morphologiques similaires (fig. 3.18). En consultant les diagrammes G et H comparant les valeurs moyennes et les ET de chaque couloir, il apparaît que l'indice

d'aplatissement n'est pas très élevé pour l'ensemble des sites, conférant ainsi un aspect plutôt massif aux clastes analysés. Au niveau de l'indice d'éroussé, les valeurs obtenues sont également faibles, démontrant ainsi une forte angularité des clastes (Briggs, 1977). Quant à l'indice de sphéricité, les valeurs obtenues s'avèrent moyennes pour l'ensemble des sites.

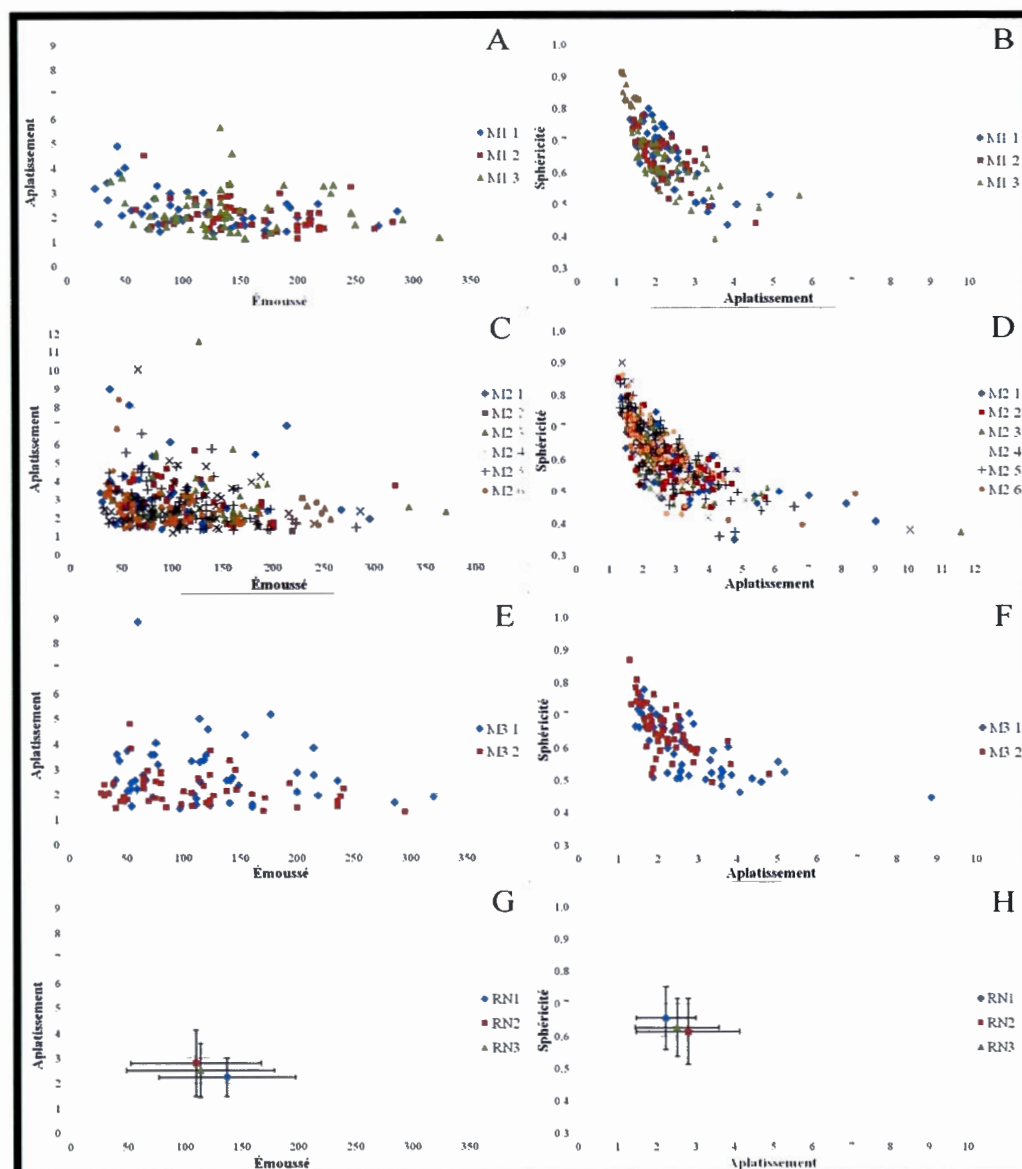


Figure 3.18 Diagrammes bivariés illustrant la relation entre les indices d'aplatissement et d'éroussé (A- RN1; C- RN2; E- RN3), ainsi qu'entre les indices de sphéricité et d'aplatissement (B- RN1; D- RN2; F- RN3) des clastes de chaque station d'échantillonnage. Les diagrammes G et H présentent ces relations à l'aide des valeurs moyennes et écarts-types calculés pour chacun des couloirs.

3.2 Dendrogéomorphologie

3.2.1 Âge des arbres échantillonnés et anomalies de croissance

Compte tenu de l'absence d'arbres dans la zone de déposition des couloirs, les 50 arbres échantillonnés proviennent de la zone d'écoulement du versant. En raison de la mauvaise qualité de certains échantillons, quatre d'entre-eux ont été exclus des analyses. Le nombre moyen de cernes par arbre se chiffre à 27. L'arbre le plus âgé a été répertorié dans le couloir RN1, celui-ci comptant 56 cernes visibles, tandis que le plus jeune arbre est situé dans le couloir RN2 avec 13 cernes visibles (fig. 3.19). Suite aux observations faites sur le terrain ainsi qu'aux analyses effectuées en laboratoire sur les 46 échantillons retenus, 52 cicatrices d'impacts (i.e. RN1 : 23, RN2 : 12, RN3 : 17) et 135 séquences de bois de tension (i.e. RN1 : 30, RN2 : 72, RN3 : 33) ont été dénombrées, pour un total de 187 anomalies de croissance réparties dans les trois couloirs et de manière générale, le nombre d'anomalies de croissance observé est plus élevé dans le cas d'échantillons provenant d'individus plus âgés (fig. 3.19).

N'eût été les contraintes de temps et d'effectifs, il convient de préciser que la presque totalité des arbres de la frange forestière aurait pu faire l'objet d'analyses dendrochronologiques. En effet, plusieurs blessures mécaniques externes et autres anomalies de croissance y ont été observées (fig. 3.20), laissant ainsi envisager que le versant entier soit soumis aux contraintes des aléas gravitaires émanant du Peyre-Arse. De toutes les anomalies de croissance observées, certaines présentent des caractéristiques particulières telles que des reprises apicales à angle droit (90°), des troncs de plusieurs décimètres de diamètre cassés à mi-hauteur, ainsi que des branches cassées et des cicatrices d'impacts situées à près de 9 mètres de la surface du sol (fig. 3.21). Différents axes d'écoulement ont également pu être dégagés grâce à l'orientation des cicatrices d'impacts et des reprises apicales répertoriées dans les couloirs. Au niveau des cicatrices, bien que certaines d'entre elles aient été observées du côté aval des arbres, la très grande majorité des blessures ont été relevées du côté amont, permettant ainsi de déterminer la provenance des projectiles avec une certaine acuité. Quant aux reprises apicales, des conclusions semblables ont pu être rendues grâce à l'orientation de l'inclinaison des troncs. De ce fait, trois axes d'écoulement différents ont pu être dénotés, et ce, dans chacun des couloirs (i.e. ouest / est (sens de la pente), sud-ouest / nord-est, nord-ouest / sud-est).

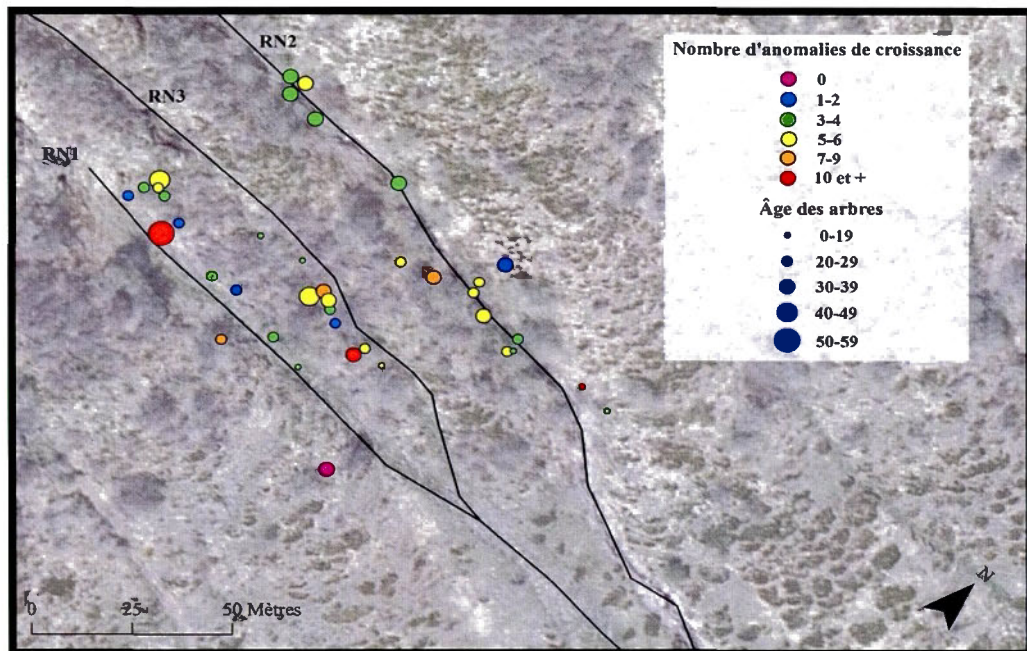


Figure 3.19 Âge et nombre d'anomalies de croissance des arbres échantillonnés.



Figure 3.20 A- Arbre incliné dans le sens de la pente avec reprise apicale de 90° vers le haut; B- tronc de 20 cm de diamètre coincé perpendiculairement du côté amont d'un arbre à plus de 3 m du sol; C- tronc éclaté de plusieurs dm de diamètre en bordure du couloir RN2 (montage et crédit photos : Bouchard, 2012).

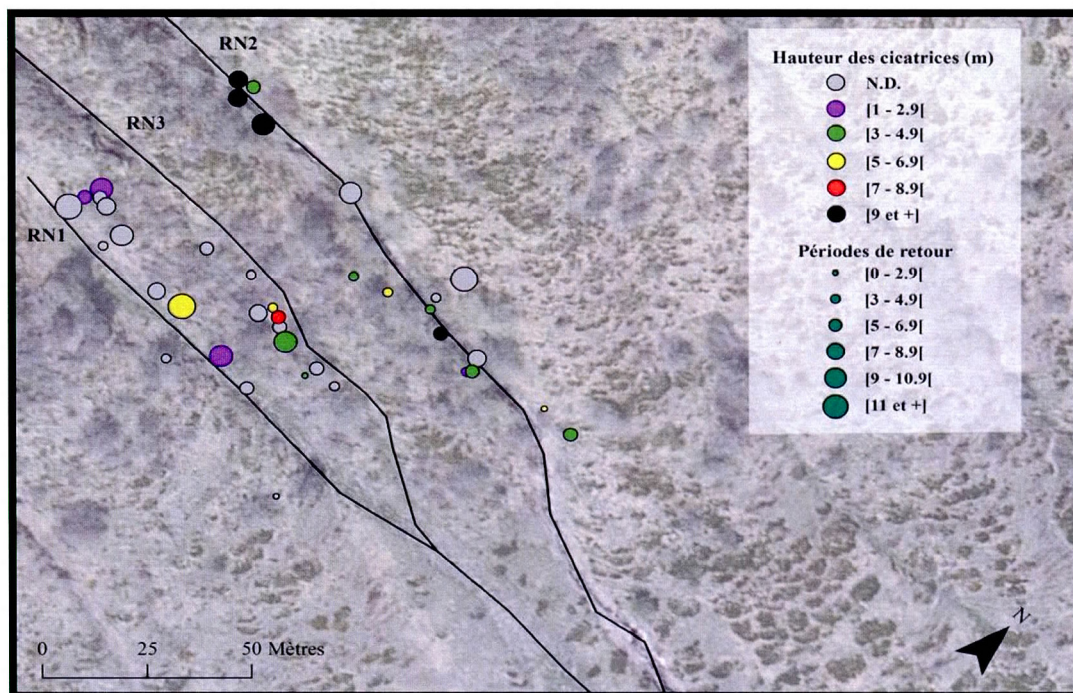


Figure 3.21 Période de retour des perturbations affectant les arbres échantillonnés et hauteur maximale (m) des cicatrices observées.

3.2.2 Reconstitution spatio-temporelle des événements de forte intensité

La chronologie couverte par les arbres échantillonnés s'étend sur 56 ans, soit l'âge des plus vieux arbres dans le couloir RN1. Les séquences relevées dans les couloirs RN2 et RN3 couvrent respectivement 37 et 43 ans. Les TR obtenus varient entre 0 et 56,3 % dans le couloir RN1, entre 0 et 55,6 % dans le couloir RN2 et finalement, entre 0 et 83,3 % dans le couloir RN3 (fig. 3.22). L'année 1988 marque l'atteinte du nombre minimal d'arbres vivants requis ($n = 10$) dans le couloir RN1, tandis que ce seuil est atteint à partir de 1983 dans le couloir RN2 et de 1994 dans le couloir RN3. Ainsi, selon les critères prédéterminés, les séquences utilisables sont de trente ans et moins pour l'ensemble des couloirs (i.e. RN1 : 25, RN2 : 30, RN3 : 19). L'utilisation de la technique POT a permis de fixer un seuil critique pour chacun des couloirs et ceux-ci ont ensuite été validés à l'aide de l'AIC. Les années présentant des taux de réponse supérieurs aux seuils critiques ont ensuite été départagées des années normales et considérées comme « événementielles » (i.e. AE). Ainsi, les seuils critiques obtenus sont de 25 % pour le couloir RN1, 18 % pour RN2 et de 32 % pour RN3. En regard de ces valeurs, il apparaît que cinq années différentes (i.e. 2001, 2004, 2007, 2009,

2011) présentent un taux de réponse égal ou supérieur au seuil de 25 % établi pour le couloir RN1. Dans le couloir RN2, le seuil de 18 % est dépassé à neuf reprises (i.e. 1987, 1998, 2002, 2003, 2004, 2006, 2008, 2010, 2011), tandis que le seuil de 32 % généré pour le couloir RN3 est égalé ou surpassé à quatre reprises (i.e. 2004, 2006, 2010, 2011) (tabl. 3.1).

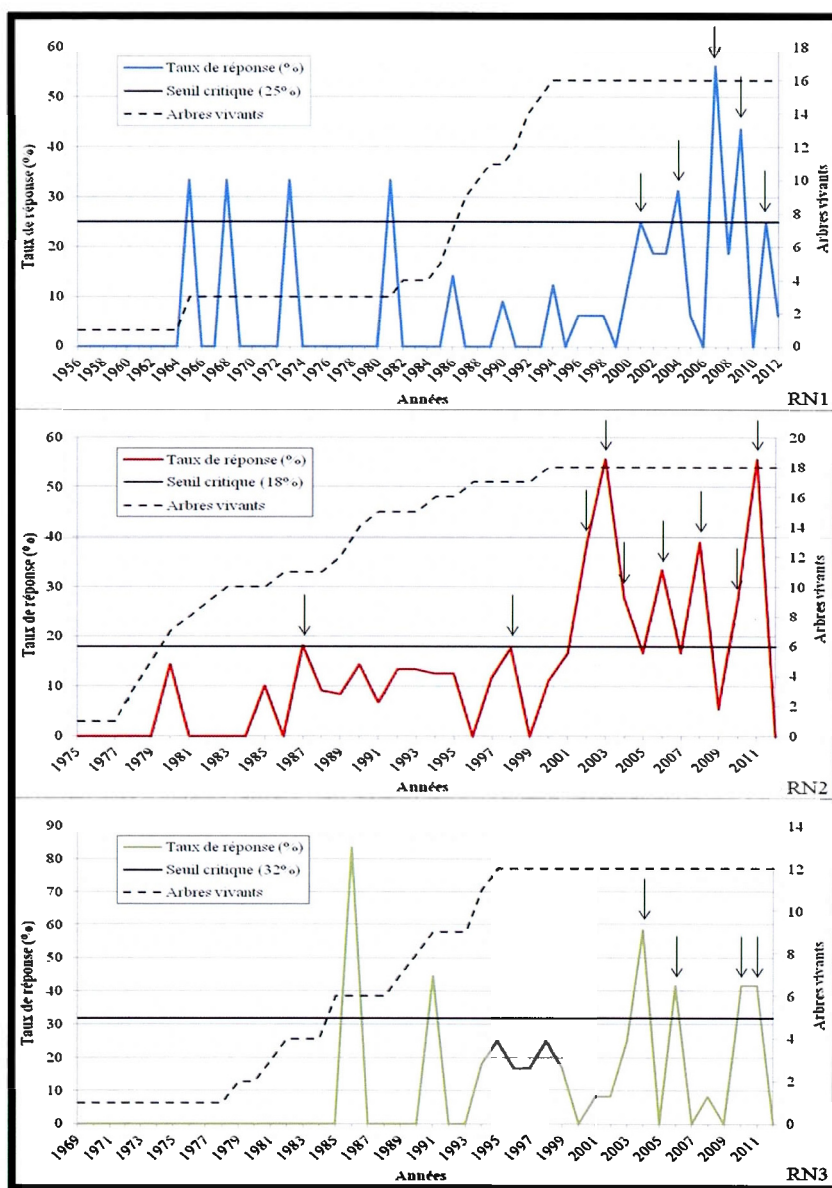


Figure 3.22 Taux de réponse obtenus pour les couloirs RN1 (haut), RN2 (centre) et RN3 (bas). Les flèches indiquent les années avec le minimum d'arbres vivants requis ($n = 10$) où les seuils sont dépassés.

Tableau 3.1
Taux de réponse (%) annuels obtenus pour chacun des couloirs.

RN1				RN2				RN3	
Année	Tr	Année	Tr	Année	Tr	Année	Tr	Année	Tr
2007*	56,3	1992	0	2003	55,6	1985	10,0	2004	58,3
2009	43,8	1993	0	2011	55,6	1988	9,1	2006	41,7
2004	31,3	1995	0	2002	38,9	1989	8,3	2010	41,7
2001	25,0	1999	0	2008	38,9	1991	6,7	2011	41,7
2011	25,0	2006	0	2006	33,3	2009	5,6	1995	25,0
2002	18,8	2010	0	2004	27,8	1983	0	1998	25,0
2003	18,8			2010	27,8	1984	0	2003	25,0
2008	18,8			1987	18,2	1986	0	1994	18,2
1994	12,5			1998	17,6	1996	0	1996	16,7
2000	12,5			2001	16,7	1999	0	1997	16,7
1990	9,1			2005	16,7	2012	0	1999	16,7
1996	6,3			2007	16,7			2001	8,3
1997	6,3			1990	14,3			2002	8,3
1998	6,3			1992	13,3			2008	8,3
2005	6,3			1993	13,3			2000	0
2012	6,3			1994	12,5			2005	0
1988	0			1995	12,5			2007	0
1989	0			1997	11,8			2009	0
1991	0			2000	11,1			2012	0

*Les caractères gras indiquent les années excédant les seuils critiques (i.e. AE). Il est à noter que le seuil obtenu pour l'année 1998 dans le couloir RN2 (17,6 %) a été arrondi au dixième près et donc retenu.

En dénombrant les AE identifiées dans chacun des couloirs, il devient possible de calculer la période de retour (T) des épisodes extrêmes en rapportant le nombre d'années de la séquence temporelle prise en compte, sur le nombre d'années dépassant le seuil critique correspondant. Ainsi, la période de retour des événements extrêmes a été établie à 5 ans (25 / 5) dans le couloir RN1, pour une probabilité de récurrence annuelle chiffrée à 0,2 (1 / 5). Pour ce qui est du couloir RN2, la période de retour obtenue est de 3,3 ans (30 / 9), correspondant à une PA de 0,3 (1 / 3,3). Enfin, la période de retour calculée pour le couloir RN3 est de 4,8 ans (19 / 4), valeur équivalant à une PA de 0,2 (1 / 4,75). La période de retour des événements a également été calculée pour chacun des arbres où des anomalies de croissance ont été répertoriées en rapportant l'âge de l'individu sur le nombre d'anomalies de

croissance lui étant associé (fig. 3.21). Les périodes de retour ainsi obtenues varient entre 0 et 37 ans, pour une moyenne globale de 7,4 années par arbre. Si la répartition des périodes de retour sur le versant semble à première vue assez homogène, il apparaît néanmoins que celles des arbres situés en amont des couloirs sont légèrement plus élevées que celles des individus situés plus en aval.

Quant aux efforts déployés afin de cartographier le pourcentage de couverture végétale des blocs plurimétriques situés dans la zone de déposition du couloir RN1, ces derniers n'ont pas fourni les résultats escomptés. En effet, bien que les taux de couverture observés oscillent entre 40 et 75 % et qu'il soit possible de départager ces résultats en différentes classes, aucun patron de déposition particulier n'a été observé. Cette constatation justifie d'ailleurs le fait que la cartographie réalisée à cet égard ne soit pas exposée dans le présent chapitre. Il convient néanmoins de mentionner qu'en regard des taux de recouvrement relativement élevés observés dans le secteur investigué, il semble qu'aucun événement susceptible de perturber la prolifération de ces végétaux à faible taux de croissance annuel (André, 1990; Bull *et al.*, 1995) ne soit survenu au cours des dernières décennies. L'étude des photos aériennes rendues disponibles par IGN (2013) confirme d'ailleurs cette hypothèse. En effet, bien que le chenal torrentiel RN2 puisse être distingué sur l'ensemble des photos disponibles (i.e. années 1948, 1956, 1963, 1968 et 2000), la résolution et l'échelle des clichés utilisés ne permettent d'identifier aucun changement morphologique majeur.

Enfin, en consultant les images satellites fournies par le logiciel *Google Earth* (2013), il s'est avéré possible d'examiner des clichés provenant d'une période n'ayant pas été couverte par les séries de photographies aériennes consultées (i.e. 2005 à 2013). La comparaison des images disponibles a permis d'observer des changements considérables en ce qui a trait à la morphologie du site d'étude et de la disposition des débris. En effet, si le chenal torrentiel RN2 apparaît encore une fois dans les deux séries de photos, il semble que la morphologie des différents secteurs du chenal ait subi quelques transformations au cours de cette période. Tout d'abord, on constate dans la zone de départ que les cicatrices de décrochements évoquées en début de chapitre ne sont pas présentes en 2005 (fig. 3.23A). De plus, il apparaît que la largeur du corridor forestier du couloir a augmenté entre 2005 et 2013, à l'instar de celle des couloirs RN1 et RN3 (fig. 3.23B). Les changements les plus marqués

ont été observés dans la zone de déposition du couloir RN2 où l'incision du chenal apparaît beaucoup plus importante en 2013 (fig. 3.24A). Il semble également qu'une couche de débris considérable soit disposée en bordure de ce dernier, ce qui n'est manifestement pas le cas lorsque l'on consulte les images de 2005. Le même constat peut également être émis dans le secteur de déposition des couloirs RN1 et RN3, où des débris hétérogènes apparaissent en quantité considérable uniquement en 2013 (fig. 3.24B). Finalement, en ce qui a trait aux blocs plurimétriques susmentionnés, aucun changement n'a pu être observé au niveau de leur disposition sur le terrain, constat qui abonde avec les conclusions de la section précédente.

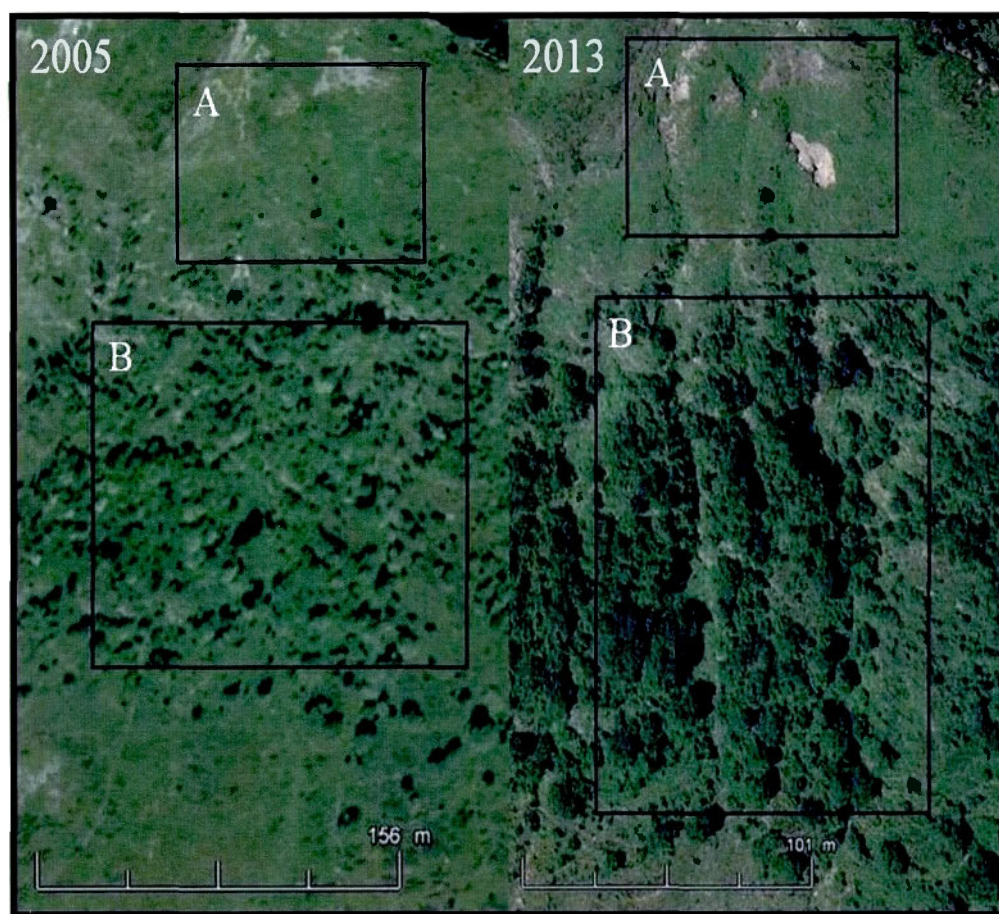


Figure 3.23 Comparaison des zones de départ et d'écoulement des couloirs investigués entre les images de 2005 et de 2013. Encadrés A: présence de cicatrices de décrochement en amont du couloir RN2 en 2013. Encadrés B: incision plus marquée des couloirs en 2013 (modifiées de *Google Earth*, 2013). Il est à noter qu'en raison des limites du logiciel, la résolution diffère d'une année à l'autre.

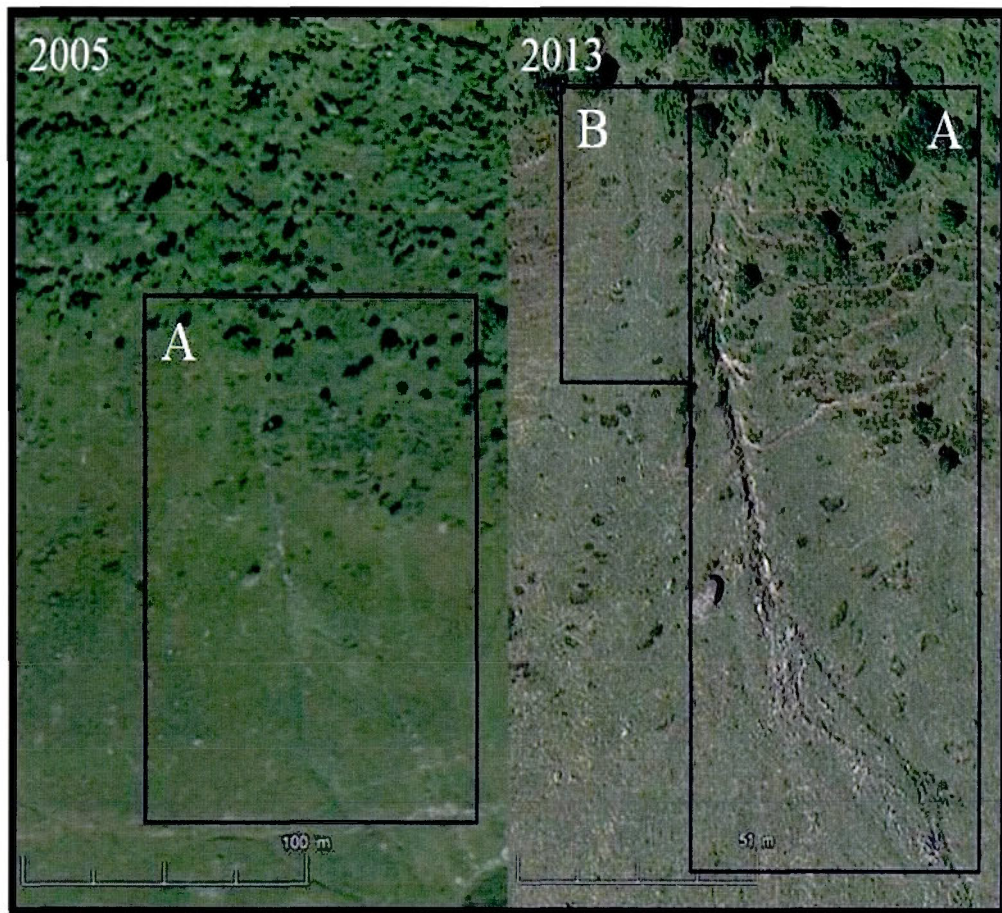


Figure 3.24 Comparaison des zones de dépôt des couloirs investigués entre 2005 et 2013. Encadrés A: incision plus marquée du chenal torrentiel RN2 et forte présence de débris en 2013; encadré B: présence de débris dans la zone de dépôt des couloirs RN1 et RN3 en 2013 (modifiées de *Google Earth*, 2013). Il est à noter qu'en raison des limites du logiciel, la résolution diffère d'une année à l'autre.

3.3 Météorologie et épisodes climatiques particuliers

3.3.1 Précipitations extrêmes et moyennes régionales

3.3.1.1 Précipitations mensuelles et annuelles

Au niveau des précipitations totales, les résultats obtenus montrent que très peu d'années ($n = 3$) présentent des totaux annuels de précipitations supérieurs à la moyenne annuelle de 2158 mm enregistrée lors des 34 dernières années (fig. 3.25 et tabl. 3.2). Ces rares dépassements sont survenus lors des années 1988 (2468 mm), 1995 (2696 mm) et 1998 (2507 mm). En ce qui a trait aux totaux mensuels de précipitations compilés pour chacun des

mois de l'année, les résultats montrent une plus grande variabilité des quantités reçues autour de la moyenne, chacun des mois présentant des totaux supérieurs à la moyenne de plus d'un ET lors d'au moins une année pour la période analysée (tabl. 3.2). Au total, les précipitations mensuelles reçues dans la Santoire ont surpassé la moyenne d'un ET à 54 reprises (tabl. 3.3) et de deux ET à 16 reprises (tabl. 3.4), conférant à ces dépassements de seuils des périodes de retour respectives de 0,6 (34 / 54) et de 2,1 ans (34 / 16). Les plus grands nombres de dépassement de seuils ont été observés durant les mois de janvier et de décembre (≥ 1 ET = 7, ≥ 2 ET = 1), tandis que les plus grandes quantités reçues ont été enregistrées au mois de décembre 2011 (579 mm). Il est à noter que 35,2 % des épisodes de précipitations mensuelles équivalents ou supérieurs à 1 ET ($n = 19$) et 56,3 % des épisodes équivalents ou supérieurs à 2 ET ($n = 9$) ont été recensés lors d'années identifiées comme étant évènementielles à l'aide de la dendrochronologie.

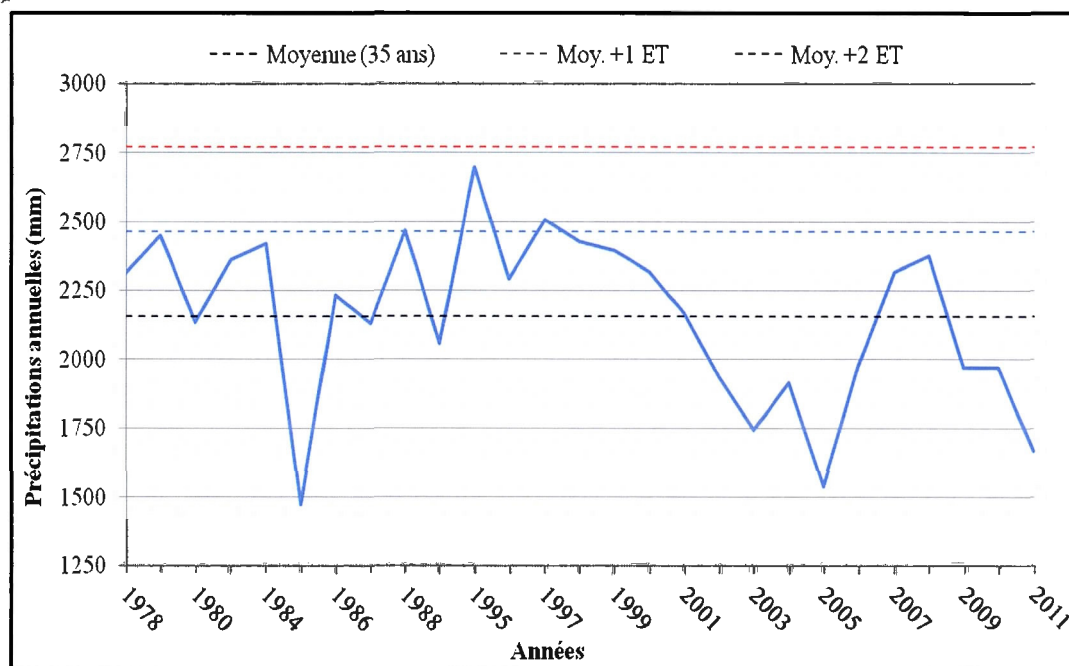


Figure 3.25 Totaux de précipitations annuelles (mm) enregistrés au Lioran entre 1977 et 2011. Les années 1977, 1981, 1983, 1989 et 1991 à 1994 ont été exclues en raison de séries de données manquantes ou incomplètes (source des données : Météo France, 2012).

Tableau 3.2

Moyennes de précipitations totales (mm), écarts-types (ET) et seuils de dépassements.

Moy. mensuelles (mm)	Moy.	ET	M + 1 ET	# ≥ seuil	M + 2 ET	# ≥ seuil
Janvier	207,9	115,3	323,2	6	438,4	1
Février	192,0	104,6	296,7	4	401,3	1
Mars	194,5	120,1	314,6	3	434,7	2
Avril	171,5	123,4	294,9	4	418,4	2
Mai	171,9	80,0	251,8	5	331,8	1
Juin	133,8	79,8	213,6	5	293,3	1
Juillet	119,4	71,3	190,7	7	262,0	1
Août	127,0	48,6	175,5	1	224,1	2
Septembre	158,3	108,9	267,2	2	376,1	2
Octobre	212,8	100,3	313,1	6	413,4	0
Novembre	200,8	122,5	323,3	4	445,8	2
Décembre	245,0	143,9	388,9	7	532,8	1
Moy. annuelle (mm)	2157,6	307,6	2465,2	3	2772,8	0

Tableau 3.3

Mois avec quantités de précipitations totales (mm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 1 ET.

Années	Qté (mm)	Années	Qté (mm)	Années	Qté (mm)
Janvier		Mai		Septembre	
1978	359,0	1981	283,5	1984	307,0
1984	345,0	1983	276,5	1995	372,0
1986	427,0	1988	262,0	Octobre	
1988	333,5	1997	273,4	1979	337,0
1995	347,2	2008*	283,2	1982	387,5
1998*	335,0	Juin		1987*	328,2
Février		1980	216,0	1990	325,5
1988	359,0	1985	243,0	1998*	363,0
1990	368,0	1987*	227,0	2003*	359,8
1995	395,6	1990	255,0	Novembre	
2000	304,8	2007*	222,8	1994	344,8
Mars		Juillet		1997*	397,0
1978	358,5	1980	196,5	2009*	363,4
2006*	369,4	1996	211,4	2010*	340,0
2008*	346,6	2000	224,8	Décembre	
Avril		2001*	204,4	1978	456,5
1986	303,0	2006*	214,0	1979	405,0
1989	399,0	2007*	203,6	1981	518,4
2001*	306,2	2011*	234,5	1982	485,0
2008*	317,8	Août		1995	445,0
Années événementielles		1979	183,0	1997	398,2
				1999	448,6

Tableau 3.4
Mois avec quantités de précipitations totales (mm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET.

Années	Qté (mm)	Années	Qté (mm)	Années	Qté (mm)
Janvier		Mai		Septembre	
2004*	460,4	1984	335,0	1994	468,6
Février		Juin		1998*	377,6
2007*	403,0	1997	399,4	Novembre	
Mars		Juillet		1996	477,8
1988	446,0	1987*	290,0	2000*	512,0
2001*	465,6	Août		Décembre	
Avril		2004*	257,8	2011	578,4
1983	423,0	2006*	233,0	* Années événementielles	
1998*	457,4				

Quant aux précipitations solides, les totaux saisonniers (novembre à avril) ont dépassé la moyenne (292,2 cm) d'un ET ou plus à cinq reprises depuis 1977 (i.e. hivers 1977-78, 1979-80, 1980-81, 1983-84 et 2008-09). Le total hivernal le plus important a été recensé en 1978-79 avec des quantités reçues de 551 cm (> 2 ET) (tabl. 3.5 et fig. 3.26). Les quantités mensuelles reçues ont dépassé la moyenne de plus d'un ET à 20 reprises (tabl. 3.6), surpassant même 2 ET à sept occasions (tabl. 3.7). Les dépassements de seuil les plus fréquents ont été observés lors du mois de janvier (≥ 1 ET = 5, ≥ 2 ET = 1), la valeur maximale ayant été atteinte lors de l'hiver 1977-78 (176 cm). Enfin, 5 % (n = 1) des chutes de neige mensuelles équivalentes ou supérieures à 1 ET, ainsi que 42,9 % (n = 3) des quantités équivalentes ou supérieures à 2 ET ont été répertoriées lors de périodes hivernales associées aux AE identifiées par la dendrochronologie.

Tableau 3.5
Moyennes de précipitations solides (cm), écarts-types (ET) et seuils de dépassement.

Moy. mensuelles (cm)	Moy.	ET	M + 1 ET	# \geq seuil	M + 2 ET	# \geq seuil
Novembre	25,3	23,7	49,0	2	72,7	2
Décembre	51,7	42,5	94,2	3	136,7	1
Janvier	70,9	49,8	120,7	5	170,5	1
Février	59,2	36,1	95,3	3	131,4	1
Mars	58,2	43,2	101,4	4	144,6	1
Avril	21,7	25,9	47,6	3	73,5	1
Moy. annuelle (cm)	292,2	116,9	409,1	5	526,0	1

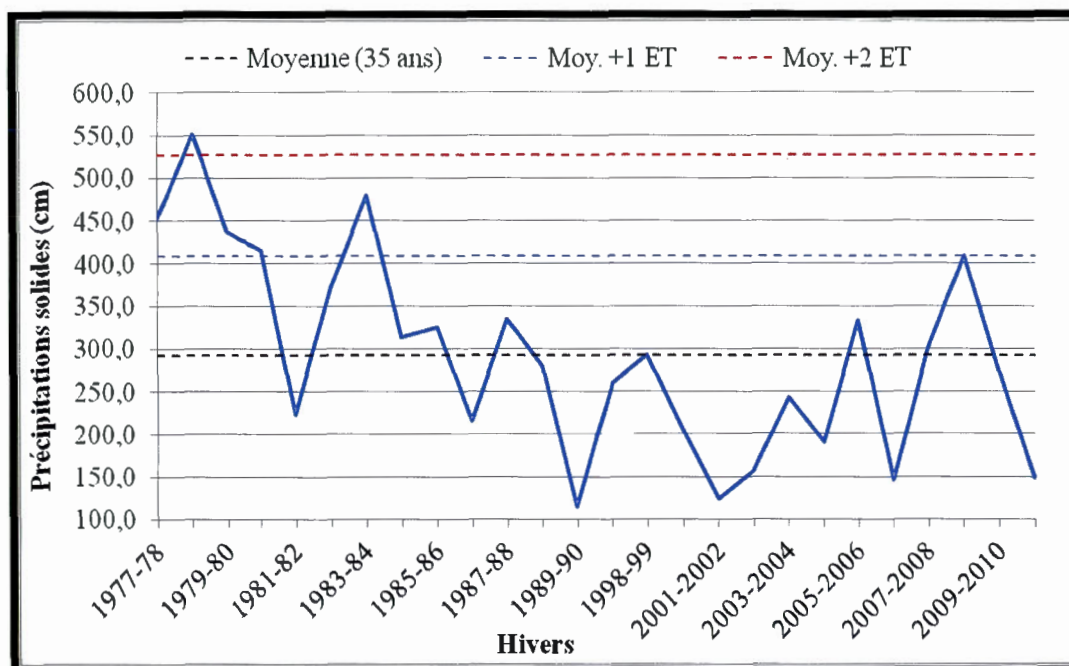


Figure 3.26 Chutes de neige (cm) enregistrées au Lioran entre 1977 et 2011. Les hivers de 1991-92 à 1997-98, 2000-01 et 2011-12 ont été exclues en raison de séries de données manquantes ou incomplètes (source des données : Météo France, 2012).

Tableau 3.6

Mois avec quantités de précipitations solides (cm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 1 ET.

Hivers	Qté (cm)	Hivers	Qté (cm)	Hivers	Qté (cm)
Novembre		Janvier		Mars	
1980-81	70	1978-79	145	1978-79	112
1987-88	60	1983-84	145	1979-80	140
Décembre		1985-86	145	1983-84	103
1978-79	126	1987-88	135	1984-85	121
1982-83	123	2008-09*	149	Avril	
1999-00	105	Février		1982-83	55
		1987-88	120	1985-86	60
		1988-89	120	1988-89	65
*Années évènementielles		1990-91	95		

Tableau 3.7

Mois avec quantités de précipitations solides (cm) équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET.

Années	Qté (cm)	Années	Qté (cm)	Années	Qté (cm)
Novembre		Janvier		Mars	
2005-06*	75	1977-78	176	2007-08*	158
2010-11*	77	Février		Avril	
Décembre		1983-84	163	1978-79	110
1979-80	163			*Années évènementielles	

3.3.1.2 Accumulations 24, 48, 72 heures et 28 jours

Les valeurs moyennes de précipitations totales et solides observées entre 1977 et 2011 pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours sont présentées dans le tableau 3.8. Dans tous les cas, les quantités maximales observées surpassent la moyenne de plusieurs ET. Si l'on considère que celles dépassant la moyenne de plus de 2 ET sont à même de mener à l'initiation d'événements extrêmes (Ouellet, 2010; Ouellet et Germain, 2014), des précipitations liquides de 30 mm ou encore des chutes de neige de plus de 10 cm en 24 heures devraient être considérées comme telles dans la Santoire. Cela étant dit, il apparaît que la connotation « extrême » des seuils de déclenchement météorologiques proposés dans le précédent chapitre s'avère largement justifiée. En ce qui a trait aux précipitations antérieures cumulées sur une période de 28 jours, la quantité maximale observée de 651 mm est également bien au-delà du seuil de 280 mm avancé dans la littérature, justifiant *de facto* l'usage de ce paramètre aux fins de cet exercice.

Tableau 3.8

Moyennes, écarts-types et valeurs maximales de précipitations recensées pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours (précip. totales).

Précipitations totales (mm)					
	Moyenne	Maximum	Écart-type	M + 1 ET	M + 2 ET
Cumuls 24 h	5,7	144,6	11,6	17,3	29,0
Cumuls 48 h	11,5	201,0	19,0	30,5	49,5
Cumuls 72 h	17,2	235,0	25,7	42,4	67,5
28 jours	160,8	651,4	104,6	265,0	369,1
Précipitations solides (cm)					
	Moyenne	Maximum	Écart-type	M + 1 ET	M + 2 ET
Cumuls 24 h	1,3	55,0	4,5	5,9	10,4
Cumuls 48 h	2,7	83,0	7,7	9,9	17,2
Cumuls 72 h	4,0	92,0	9,5	13,5	23,0

3.3.2 Facteur éolien

Selon les données issues des travaux de Navarre (2011), la proportion annuelle moyenne des vents aptes à la prise en charge de la neige a atteint 30,7 % entre les hivers 1994-95 et 2010-11. Lors de cette période, la moyenne a été surpassée d'un ET ou plus ($\geq 36,2$ %) à trois reprises, soit lors des hivers 1994-95, 1998-99 et 2000-01, un maximum de 40,6 % ayant d'ailleurs été observé lors de la dernière.

3.3.3 Déclencheurs météorologiques et mouvements gravitaires rapides

L'analyse des données météorologiques associées à chacune des AE identifiées (i.e. 1987, 1998, 2001, 2002, 2003, 2004, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010 et 2011) a permis d'isoler certaines fenêtres temporelles caractérisées par des conditions météorologiques particulières et correspondant aux différents ensembles de critères élaborés au cours du chapitre précédent. Divers scénarios ont ainsi pu être considérés pour l'identification des mouvements gravitaires susceptibles d'être à l'origine des anomalies de croissances observées dans la strate arborescente de chacun des couloirs investigués. Si bon nombre de fenêtres météorologiques propices à l'activité géomorphologique ont pu être identifiées et décrites lors de cet exercice, seules quelques-unes jugées plus probables ont été détaillées. Un tableau récapitulatif est également proposé pour chacune des AE identifiées afin de résumer l'ensemble des scénarios potentiels répertoriés, tandis qu'un descriptif plus exhaustif de ces événements est consigné à l'appendice B.

3.3.3.1 Particularités climatiques de l'année 1987

En 1987, les précipitations totales annuelles ont atteint 2130 mm, soit légèrement en deçà de la moyenne (2157 mm). Des totaux mensuels supérieurs à la moyenne (\geq moy. + 1 ET) ont été recensés lors des mois de juin (227 mm) et octobre (328 mm), tandis que des quantités extrêmes (\geq moy. + 2 ET) ont été observées en juillet (290 mm). Au niveau des chutes de neige, les totaux saisonniers rapportés montrent des quantités reçues en deçà des normales (215 cm). De par cet amalgame de conditions climatiques, plusieurs fenêtres temporelles de l'année 1987 ont été identifiées comme propices à l'occurrence de certains types de mouvements gravitaires rapides (tabl. 3.9).

Tableau 3.9

Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 1987 et scénarios météorologiques associés.

Types mvt grav.	ANS			ENH			EHSS					
Classes	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6
23 nov. 1986		X		X								
16 déc. 1986		X				X				X		
20 déc. 1986			X									
2 janv. 1987		X										
12 janv. 1987		X										
18 au 29 mars 1987		X	X	X	X							
Juillet 1987										X		X
Octobre 1987										X		X

De celles-ci, le mois de juillet 1987 a probablement été l'une des périodes les plus intenses en raison d'un total mensuel de précipitations reçues considéré comme extrême (\geq moy. + 2 ET). Ces accumulations ont principalement été le fait de deux épisodes distincts caractérisés par trois journées consécutives de précipitations abondantes. La période du 4 au 7 juillet a été marquée d'un cumul atteignant 105 mm en 96 heures, dont 50 mm au cours de la première journée (classe 4, voir tabl. 2.5). Toutefois, c'est au cours de la période du 16 au 19 juillet que les quantités les plus importantes ont été reçues. Pendant cet intervalle de 96 heures, plus de 144 mm de pluie se sont déversés sur la vallée, les moments les plus intenses étant survenus lors des 48 premières heures avec des cumuls de 58 et de 68 mm par jour (classe 4). Il est à noter que du 20 au 31 juillet, les totaux cumulés sur 28 jours ont dépassé le seuil critique de précipitations antérieures, atteignant un maximum de 290 mm la journée du 30 (classe 6).

3.3.3.2 Particularités climatiques de l'année 1998

Au cours de l'année 1998, les précipitations totales ont atteint 2425 mm, un cumulatif surpassant la moyenne de plus de 300 mm. Des dépassements de seuils mensuels (\geq moy. + 1 ET) ont été observés lors des mois de novembre (397 mm) et décembre 1997 (392 mm), ainsi que lors des mois de janvier (335 mm) et d'octobre (363 mm) 1998. Des cumuls extrêmes (\geq moy. + 2 ET) ont de plus été enregistrés lors des mois d'avril (457 mm) et de septembre 1998 (377 mm). En ce qui a trait aux chutes de neige, il a été impossible de

3.3.3.9 Particularités climatiques de l'année 2008

Avec un total atteignant 2376 mm, les quantités de précipitations reçues en 2008 ont été d'au moins 200 mm supérieures à la moyenne annuelle. De plus, les mois de mars (347 mm), d'avril (318 mm) et de mai (283 mm) ont enregistré des quantités surpassant la moyenne d'un ET. Au cours de la saison hivernale, les quantités de neige reçues (301 cm) ont légèrement dépassé la moyenne, le mois de mars 2008 recevant des quantités supérieures à la moyenne mensuelle de plus de 2 ET (158 cm). Quant aux vents supérieurs à 5 m/s, leur proportion a atteint 32,4 %, un total situé quelque peu au-dessus de la moyenne.

De toutes les séquences météorologiques retenues en 2008 (tabl. 3.17), le mois de mars s'est distingué par ses précipitations abondantes. Forte de conditions instables, cette période a été caractérisée de 22 CGD et de six jours de fonte, les journées de gel complet se faisant plus rares ($n = 3$). La période du 4 au 11 mars a été marquée d'un épisode de 35 cm de neige en 48 heures (classe 3) et de CGD quotidiens. Une forte tempête a ensuite ponctué la journée du 11, celle-ci occasionnant des chutes de neige de 40 cm en 24 heures (classe 1). Lors des jours suivants, un réchauffement des températures et des averses cumulées de 101 mm ont entraîné la fonte quasi-complète des 60 cm du couvert nival. Durant la période du 20 au 31 mars, un total de 66 cm de neige a été reçu au cours de cinq épisodes distincts de classe 2 entrecoupés de CGD. Enfin, le 1^{er} avril, une importante hausse des températures a entraîné la fonte brutale des 60 cm de neige accumulés au sol en l'espace de 24 heures.

Tableau 3.17
Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2008 et scénarios météorologiques associés.

Types mvt grav.	ANS			ENH			EHSS					
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6
20-21 nov. 2007										X		
7-11 déc. 2007			X							X		
Janvier 2008		X				X				X		
1-3 févr. 2008		X				X						
Mars 2008	X	X	X	X	X							
Avril 2008										X		X
Mai 2008										X		
Octobre 2008			X			X				X		

3.3.3.10 Particularités climatiques de l'année 2009

Au cours de l'année 2009, les précipitations totales ont atteint 1969 mm, un total situé en deçà de la moyenne annuelle. Aucun cumul mensuel n'a excédé la moyenne de plus d'un ET. En ce qui a trait aux chutes de neige, les totaux saisonniers ont surpassé la moyenne d'un ET (409 cm) tout comme le mois de janvier (149 cm) sur une base mensuelle. Quant aux vents supérieurs à 5 m/s, leur proportion a légèrement dépassé la moyenne avec une part de 31,8 %.

Des quelques épisodes météorologiques retenus pour l'année 2009 (tabl. 3.18), les évènements du mois de janvier sont ceux ayant déployé le plus d'intensité. Malgré l'absence de chutes de neige et en dépit d'une oscillation constante des températures autour du point de congélation (i.e. 14 CGD au cours de la période du 1^{er} au 18 janvier), le début du mois a été marqué par le maintien d'un couvert nival considérable (± 70 cm). En revanche, un total de 129 cm de neige est tombé sur la région au cours de la période du 19 au 27 janvier, dont 20 cm le 22 (classe 2) et 55 cm au cours de la journée du 25 (classe 1). Au regard des températures instables (CGD) et des quantités de neige au sol moindres que les quantités reçues ayant caractérisé cette période, il semble qu'une importante proportion des précipitations mensuelles soit survenue sous forme de pluie, entraînant fort possiblement la fonte immédiate d'une part importante des 129 cm de neige reçus.

Tableau 3.18

Fenêtres temporelles propices à l'occurrence des différents types de mouvements gravitaires ciblés pour l'année 2009 et scénarios météorologiques associés.

Types mvt grav.	ANS			ENH			EHSS					
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6
23-31 nov. 2008		X	X			X						
4-5 déc. 2008		X				X						
13-14 déc. 2008			X			X						
Janvier 2009	X	X				X						
2-3 févr. 2009			X			X						
4-6 mars 2009		X	X	X	X							

3.3.4 Récurrence et nature des épisodes climatiques particuliers

3.3.4.1 Périodes de retour des précipitations extrêmes

3.3.4.1.1 Précipitations totales 24, 48, 72 heures et 28 jours

La qualité des relations dégagées entre les précipitations maximales observées pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours lors de chacune des années pour lesquelles des données météorologiques étaient disponibles et les variables aléatoires réduites (*rvari*) obtenues par l'entremise de la loi de *Gumbel* tend à démontrer une bonne cohérence entre la méthode statistique utilisée et le mode de distribution des données analysées (fig. 3.27). Cette réalité est traduite par des coefficients de régression (R^2) élevés pour l'ensemble des comparaisons effectuées, le minimum observé étant de 0,91 pour les données cumulées sur 28 jours et le maximum de 0,98 pour les données cumulées sur 48 heures. En ce qui a trait aux quantités de précipitations totales obtenues pour les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans (tabl. 3.21), les coefficients de régression issus des diagrammes bivariés présentant les relations entre les différentes séries de valeurs tendent vers les mêmes conclusions, un R^2 de 0,99 ayant été obtenu dans tous les cas (fig. 3.28).

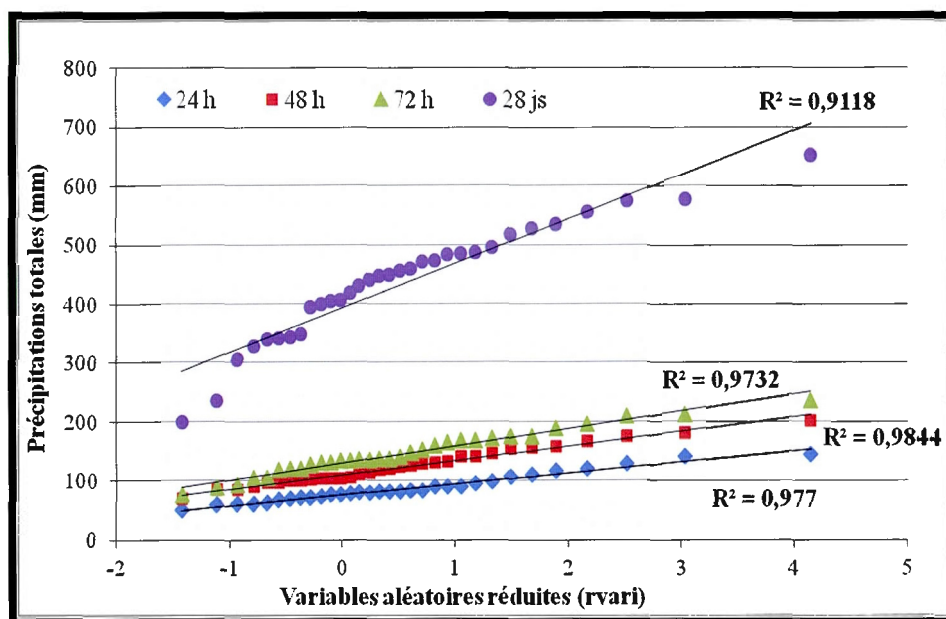


Figure 3.27 Relations entre les quantités maximales annuelles de précipitations totales (mm) recensées pour les pas de temps de 24, 48, 72 heures et 28 jours et les variables aléatoires réduites (*rvari*) correspondantes.

Tableau 3.21

Quantités de précipitations totales (mm) extrapolées par l'entremise de la loi de *Gumbel*, périodes de retour (PR) et probabilités annuelles (PA) associées.

PR	PA	Qté 24 h	Qté 48 h	Qté 72 h	Qté 28 jrs
2	0,50	82,4	118,4	140,4	421,0
5	0,20	103,6	146,4	173,4	506,5
10	0,10	117,5	165,0	195,2	563,1
20	0,05	131,0	182,8	216,2	617,4
25	0,04	135,2	188,5	222,8	634,6
30	0,03	138,7	193,0	228,2	648,7
50	0,02	148,3	205,9	243,3	687,7
75	0,01	156,0	216,0	255,2	718,5
100	0,01	161,4	223,1	263,6	740,4

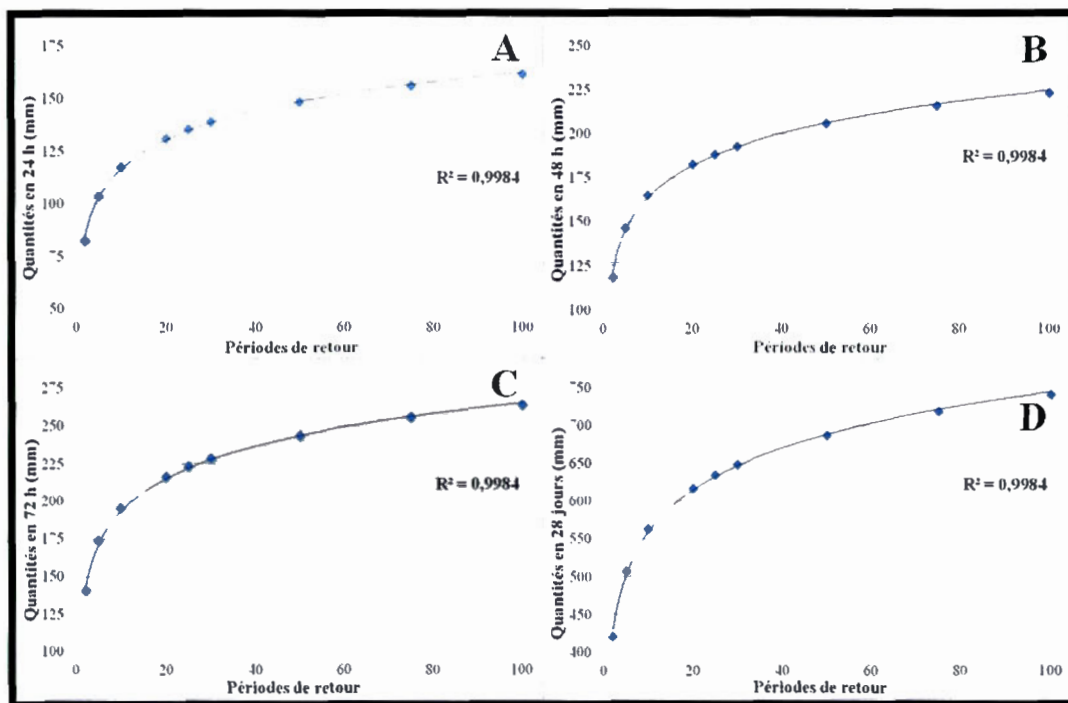


Figure 3.28 Relations entre les quantités de précipitations totales (mm) A- en 24 heures; B- en 48 heures; C- en 72 heures et; D- en 28 jours extrapolées par l'entremise de la loi de *Gumbel* et les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans correspondantes.

3.3.4.1.2

Précipitations solides 24, 48 et 72 heures

À l'instar des précipitations totales, les quantités de précipitations solides dénotées pour les pas de temps de 24, 48 et 72 heures et les variables aléatoires réduites (*rvari*)

correspondantes sont caractérisées par une cohérence intéressante (fig. 3.29). Celle-ci se reflète par l'obtention de R^2 élevés, allant de 0,90 pour les quantités reçues en 24 heures à 0,98 pour celles cumulées en 48 heures. Enfin, au niveau des quantités extrapolées pour les périodes de retour de 2 à 100 ans (tabl. 3.22), la grande qualité de la relation existant entre les différentes séries de données se traduit également de façon marquée, un coefficient de régression de 0,99 ayant encore été obtenu dans tous les cas (fig. 3.30).

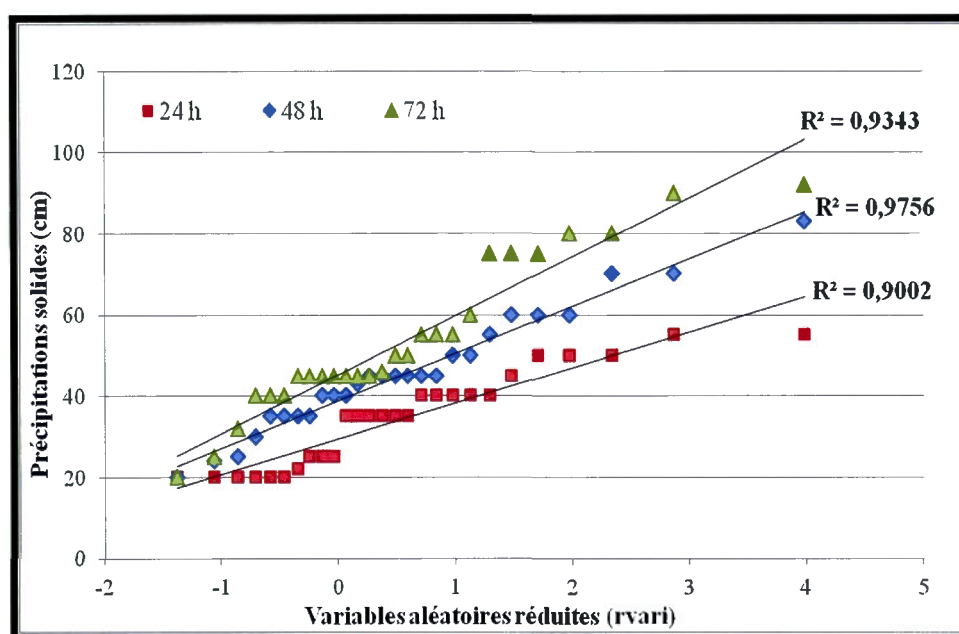


Figure 3.29 Relations entre les quantités maximales de précipitations solides (cm) observées pour les pas de temps de 24, 48 et 72 heures et les variables aléatoires réduites (*rvari*) correspondantes.

Tableau 3.22

Quantités de précipitations solides (cm) extrapolées par l'entremise de la loi de *Gumbel*, périodes de retour (PR) et probabilités annuelles (PA) associées.

PR	PA	Qté 24 h	Qté 48 h	Qté 72 h
2	0,5	32,8	43,2	50,8
5	0,2	42,7	56,4	67,3
10	0,1	49,4	65,2	78,1
20	0,05	55,7	73,6	88,6
25	0,04	57,7	76,3	91,9
30	0,03	59,3	78,4	94,6
50	0,02	63,9	84,5	102,1
75	0,01	67,5	89,2	108,1
100	0,01	70,1	92,6	112,3

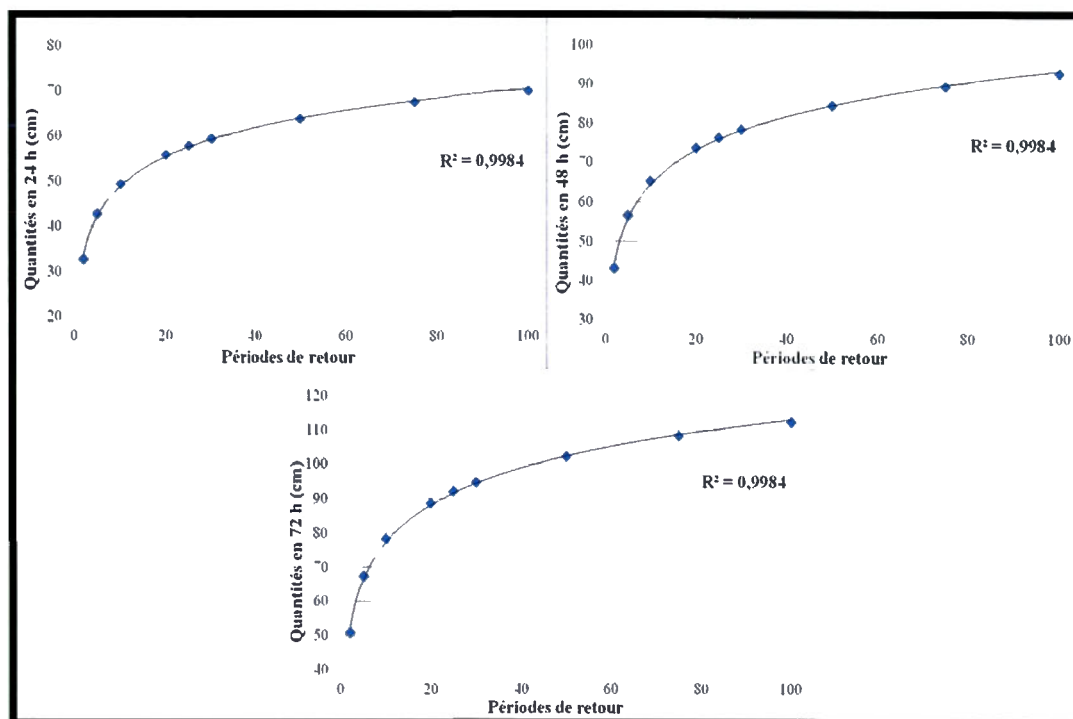


Figure 3.30 Relations entre les quantités de précipitations solides (cm) A- en 24 heures; B- en 48 heures et; C- en 72 heures extrapolées par l'entremise de la loi de *Gumbel* et les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 25, 30, 50, 75 et 100 ans correspondantes.

3.3.4.2 Fréquence de dépassement des seuils critiques utilisés

3.3.4.2.1 Précipitations totales et épisodes pluviométriques

Le décompte des épisodes climatiques particuliers impliquant des quantités quotidiennes de précipitations totales et/ou liquides surpassant les différents seuils établis dans le chapitre précédent est présenté dans le tableau 3.23. Au cours des 34 années de la chronologie disponible, 168 épisodes quotidiens de précipitations totales ≥ 50 mm ont été recensés, résultat pouvant être considéré comme minimal en raison de séquences de données incomplètes. Du nombre, 95 % ($n = 161$) sont des épisodes de classe 4 (≥ 50 mm et < 100 mm), conférant à cette catégorie d'épisodes pluviométriques une période de retour de 0,2 an ($34 / 161$) et une PA de 4,8 ($1 / 0,21$) (fig. 3.31). Inversement, deux épisodes de classe 1 (≥ 140 mm) ont été recensés, consacrant à ces événements extrêmes une période de retour de 17 ans ($34 / 2$) et une PA de moins de 0,1 ($1 / 17$). D'un point de vue historique, l'évolution du nombre annuel d'épisodes quotidiens de précipitations totales ≥ 50 mm est

caractérisée par une forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0.0001$) et la courbe de tendance dégagée démontre une stabilité relative du nombre d'évènements enregistrés au cours des 34 dernières années (fig. 3.32).

Tableau 3.23

Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes quotidiens de précipitations totales et liquides ayant surpassé les seuils critiques établis.

Intensité (mm)	Classe	Précip. totales			Précip. liquides			
		Nb. (34 ans)	PR	PA	Nb. (34 ans)	PR	PA	%*
≥ 140 mm	1	2	17	0,06	2	17	0,06	100
$\geq 120, < 140$ mm	2	2	17	0,06	2	17	0,06	100
$\geq 100, < 120$ mm	3	3	11,3	0,09	2	17	0,06	66,7
$\geq 50, < 100$ mm	[50 - 64,99[109	0,3	3,2	82	0,4	2,4	75,2
	[65 - 79,99[37	0,9	1,1	35	1,0	1,0	94,6
	[80 - 99,99[15	2,3	0,4	13	2,6	0,4	86,7
Total (≥ 50 mm / 24 h)		168	0,2	4,9	136	0,3	4,0	81

*Proportion des épisodes de précipitations liquides par rapport à l'ensemble des épisodes de précipitations totales.

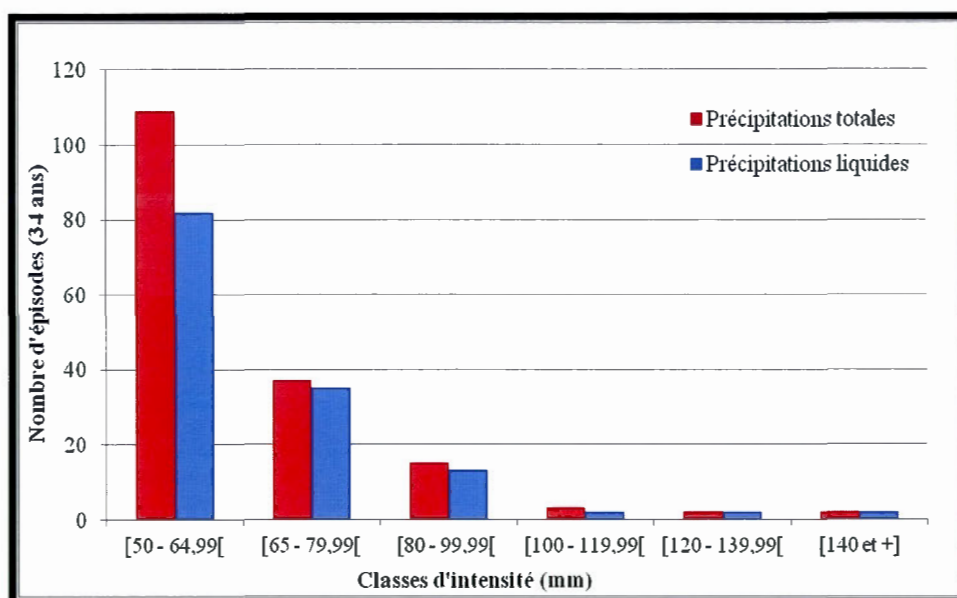


Figure 3.31 Fréquence des épisodes quotidiens de précipitations totales et liquides ≥ 50 mm en fonction de leur intensité.

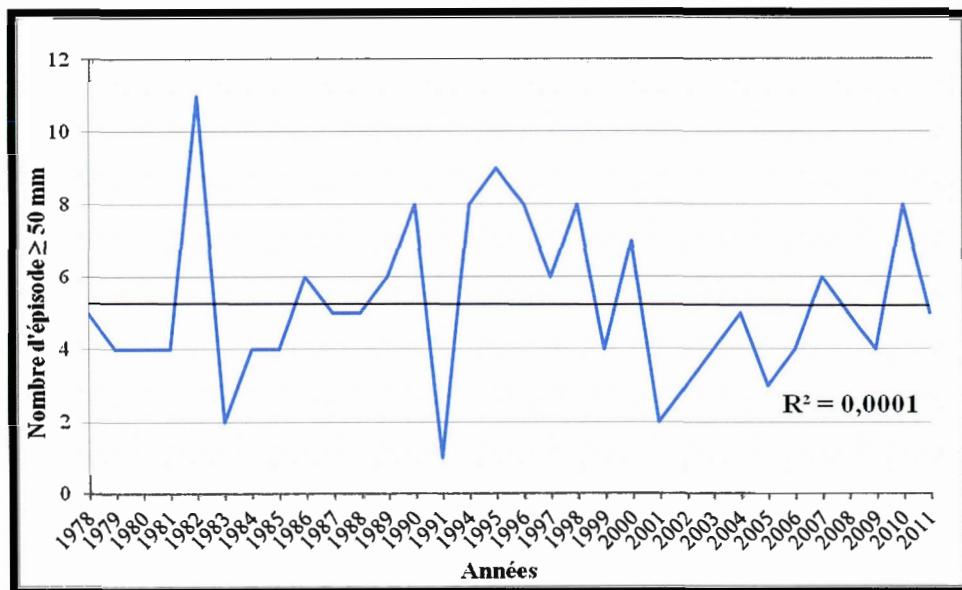


Figure 3.32 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations totales ≥ 50 mm. La ligne noire représente la courbe de tendance.

En ce qui concerne les épisodes quotidiens de précipitations liquides ≥ 50 mm, il convient de mentionner que ceux-ci représentent 81 % ($n = 136$) de l'ensemble des épisodes de précipitations totales répertoriés (tabl. 3.23). Environ 95 % ($n = 130$) des épisodes recensés sont de classe 4 (fig. 3.31), attribuant à cette catégorie d'événements une période de retour de 0,3 an ($34 / 130$) et une PA de 3,8 ($1 / 0,26$). Par ailleurs, seul 1,5 % ($n = 2$) des épisodes répertoriés sont de classe 1 et donc d'intensité extrême, conférant ainsi à ces phénomènes peu communs une période de retour de 17 ans ($34 / 2$) et une PA de 0,1 ($1 / 17$). Enfin, à l'instar des précipitations totales, la répartition historique des épisodes quotidiens de précipitations liquides ≥ 50 mm indique une très forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,0011$), tandis que la courbe de tendance dégagée traduit une stabilité relative des événements survenus au cours des dernières décennies (fig. 3.33).

En ce qui a trait aux cumuls de précipitations totales et liquides ≥ 140 mm issus d'épisodes répartis sur 72 heures consécutives (classe 5), leur décompte est présenté au tableau 3.24. Du côté des précipitations totales, 40 épisodes ont été recensés, dont 75 % ($n = 30$) d'une intensité comprise entre 140 et 175 mm (fig. 3.34), établissant la période de retour pour cette catégorie d'événements de classe 5 à 1,1 an ($34 / 30$), laquelle correspond à une PA de 0,9 ($1 / 1.1$). Le maximum observé de précipitations lors d'une période de

72 heures consécutives se situe dans la classe d'intensité équivalente ou supérieure à 225 mm, et ce genre d'épisode n'a été observé qu'à une seule reprise. Ainsi, la période de retour d'un tel évènement est de 34 ans (34 / 1) pour une PA de 0,03 (1 / 34). L'évolution du nombre d'épisodes annuels de classe 5 est aussi caractérisée par une forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,01$) et la courbe de tendance dégagée traduit une stabilité relative des évènements de cette nature survenus lors des 34 dernières années (fig. 3.35).

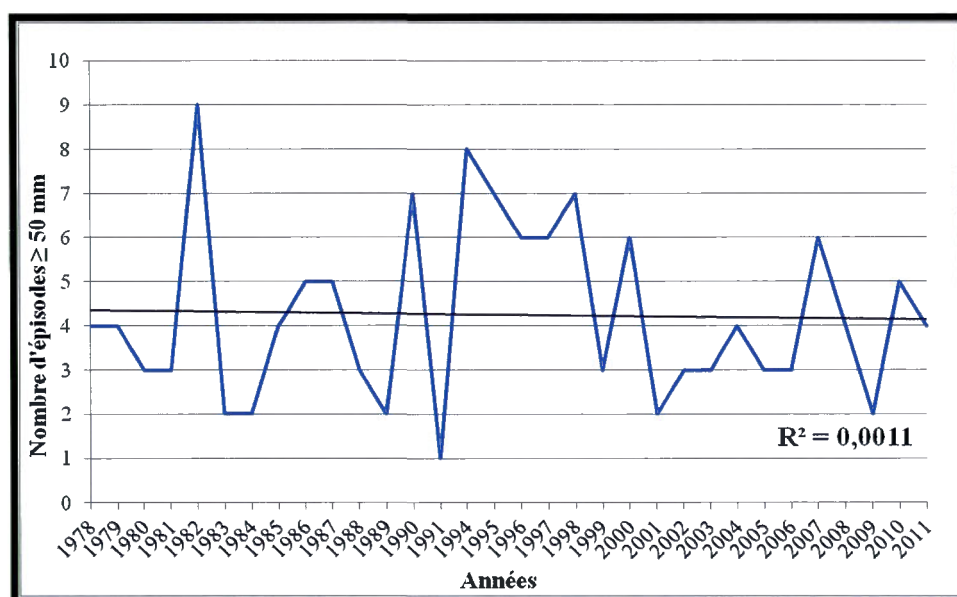


Figure 3.33 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations liquides ≥ 50 mm. La ligne noire représente la courbe de tendance.

Tableau 3.24

Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes de précipitations totales et liquides ≥ 140 mm en 72 heures.

Intensité (mm)	Classe	Précip. totales			Précip. liquides			
		Nb. (34 ans)	PR	PA	Nb. (34 ans)	PR	PA	%*
[140 - 174,99[5	30	1,1	0,9	19	1,8	0,6	63,3
[175 - 199,99[5	6,8	0,15	3	11,3	0,1	60,0
[200 - 224,99[4	8,5	0,12	2	17,0	0,06	50,0
[225 et +]		1	34,0	0,03	1	34,0	0,03	100
Total (≥ 140 mm / 72 h)		40	0,9	1,2	25	1,4	0,7	62,5

*Proportion des épisodes de précipitations liquides par rapport à l'ensemble des épisodes de précipitations totales.

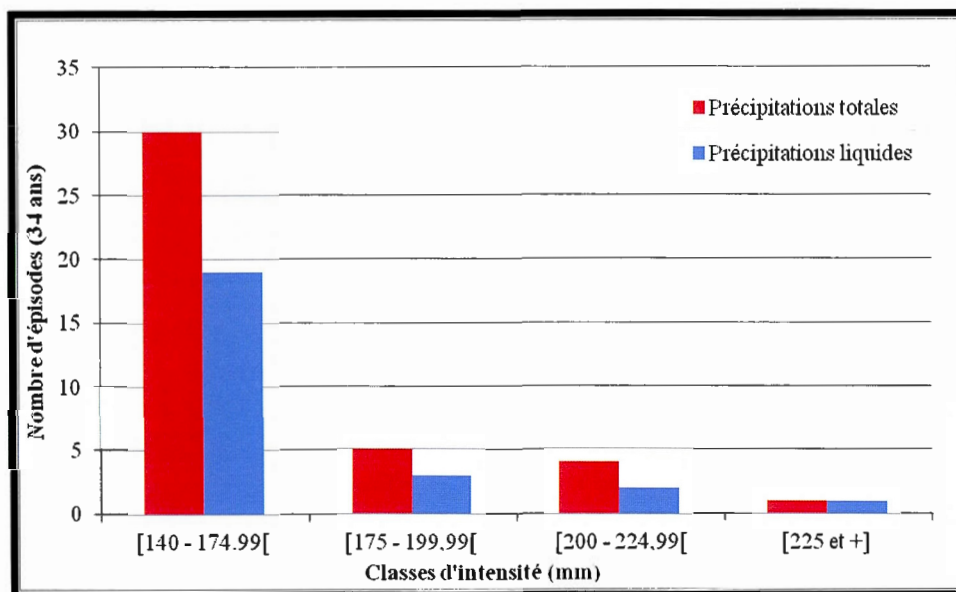


Figure 3.34 Fréquence des épisodes de précipitations totales et liquides ≥ 140 mm en 72 heures en fonction de leur intensité.

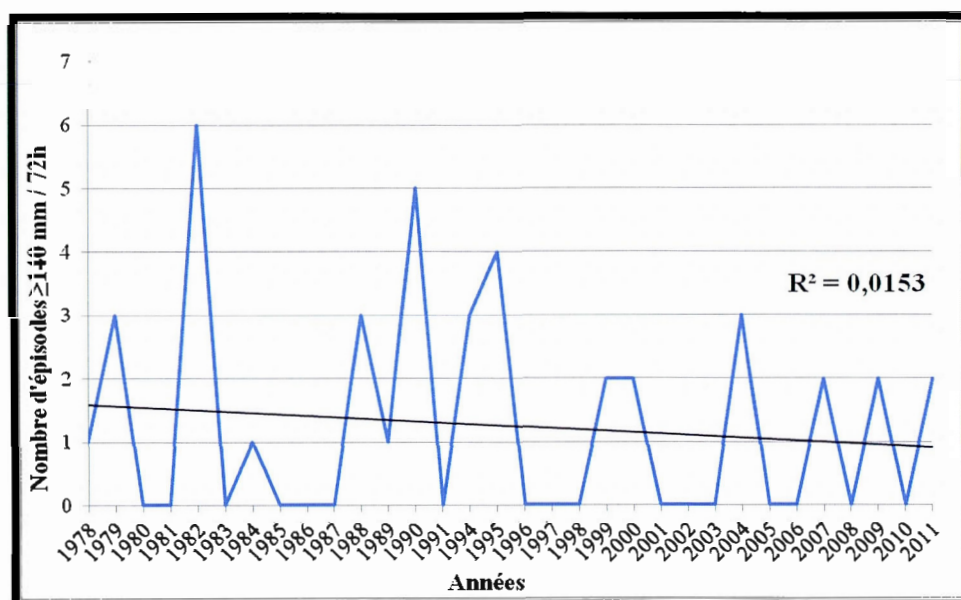


Figure 3.35 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations totales ≥ 140 mm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.

Quant aux évènements de classe 5 n'impliquant que des précipitations de nature pluviométrique, il apparaît que ceux-ci correspondent à 62,5 % ($n = 25$) de l'ensemble des

épisodes de précipitations totales dénombrés (tabl. 3.24). Du nombre, plus de 60 % ($n = 19$) impliquent des quantités comprises entre 140 et 175 mm (fig. 3.34), conférant à cette catégorie d'évènement une période de retour de 1,8 an (34 / 19) et une PA de 0,6 (1 / 1,8). Par ailleurs, il importe de mentionner que le seul épisode impliquant des quantités de précipitations supérieures à 225 mm en 72 heures (voir paragraphe précédent) s'avère exclusivement de nature pluviométrique. Finalement, l'évolution du nombre d'épisodes annuels de classe 5 n'impliquant que des précipitations liquides présente également une forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,03$) et la courbe de tendance dégagée indique une diminution graduelle de ces évènements au fil de la chronologie (fig. 3.36).

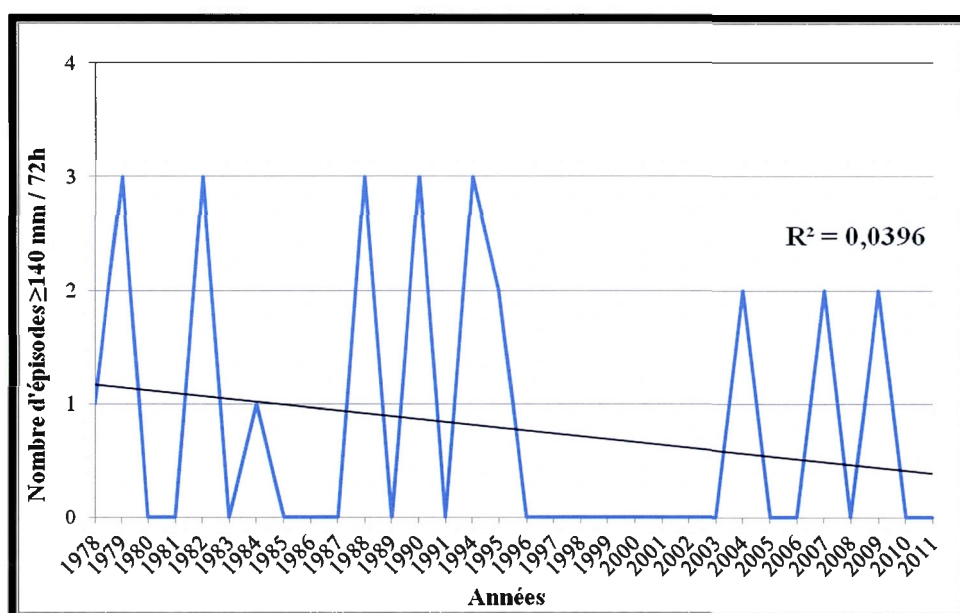


Figure 3.36 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations liquides ≥ 140 mm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.

3.3.4.2.2

Précipitations solides

La fréquence et l'intensité des épisodes de chutes de neige quotidiens outrepassant les différents seuils critiques proposés dans le précédent chapitre sont présentées dans le tableau 3.25 et la figure 3.37. Au total, 36 épisodes de classe 1 (≥ 30 cm / 24 h) et 341 épisodes de classe 2 (≥ 10 et < 30 cm / 24 h) ont été répertoriés pour un décompte final de 377 chutes de neige quotidiennes avec un minimum de 10 cm reçus. À l'instar des précipitations totales, ces résultats s'avèrent minimaux en raison des données incomplètes au cours des 34 périodes hivernales auscultées. Un peu plus de 63 % des épisodes de classe 1 ($n = 23$) ont été caractérisés par des précipitations quotidiennes variant entre 30 et 40 cm, octroyant à de telles circonstances une période de retour de 1,5 an (34 / 23) et une PA de 0,7 (1 / 1,5). Un peu plus de 10 % des épisodes de classe 1 ($n = 5$) ont été marqué de chutes de neige quotidiennes supérieures à 50 cm, conférant à ces événements extrêmes une période de retour évaluée à 6,8 ans (34 / 5) et une PA de 0,15 (1 / 6,8). Au niveau des épisodes de classe 2, 77 % d'entre-eux ($n = 264$) ont fait l'objet de chutes de neige quotidiennes variant entre 10 et 20 cm, circonstances équivalant à une période de retour de 0,1 an (34 / 264) et à une PA de 7,8 (1 / 0,13). Sommes toutes, l'évolution annuelle du nombre d'épisodes de chutes de neige quotidiens équivalents ou supérieurs à 10 cm présente une variabilité considérable d'une année à l'autre ($R^2 = 0,36$) (fig. 3.38). Toutefois, la courbe de tendance dégagée tend à montrer une diminution graduelle du nombre d'évènements au cours des dernières décennies.

Tableau 3.25

Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes quotidiens de précipitations solides ayant surpassé les seuils critiques établis.

Intensité (cm)		Classe	Précip. solides		
			Nb. (34 ans)	PR	PA
≥ 30 cm	[30 - 39,99[1	23	1,5	0,7
	[40 - 49,99[8	4,3	0,2
	[50 et +]		5	6,8	0,15
≥ 10 et < 30 cm	[10 - 19,99[2	264	0,13	7,8
	[20 - 29,99]		77	0,4	2,3
Total (≥ 10 cm / 24 h)			377	0,1	11,1

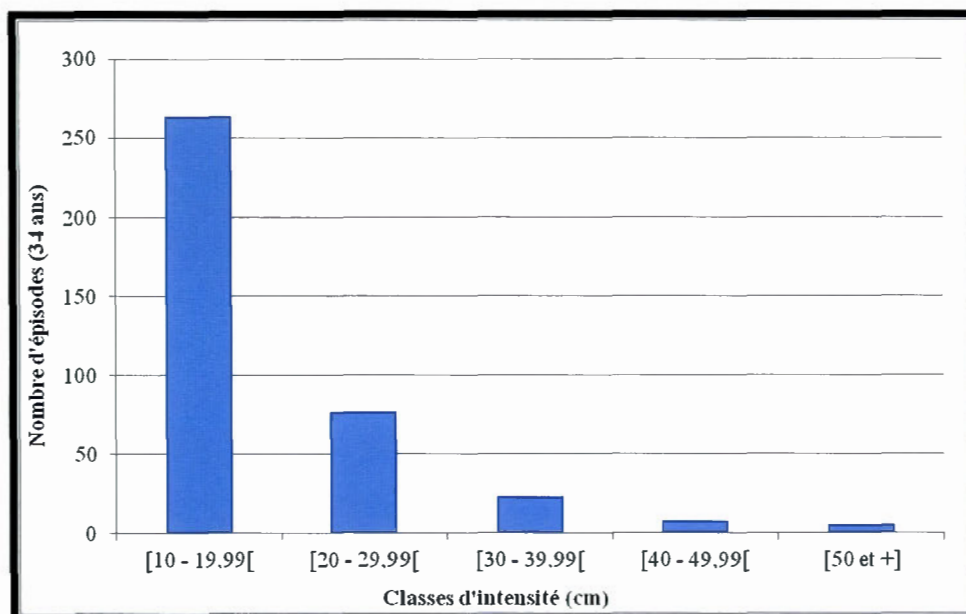


Figure 3.37 Fréquence des épisodes quotidiens de précipitations solides ≥ 10 cm en fonction de leur intensité (cm).

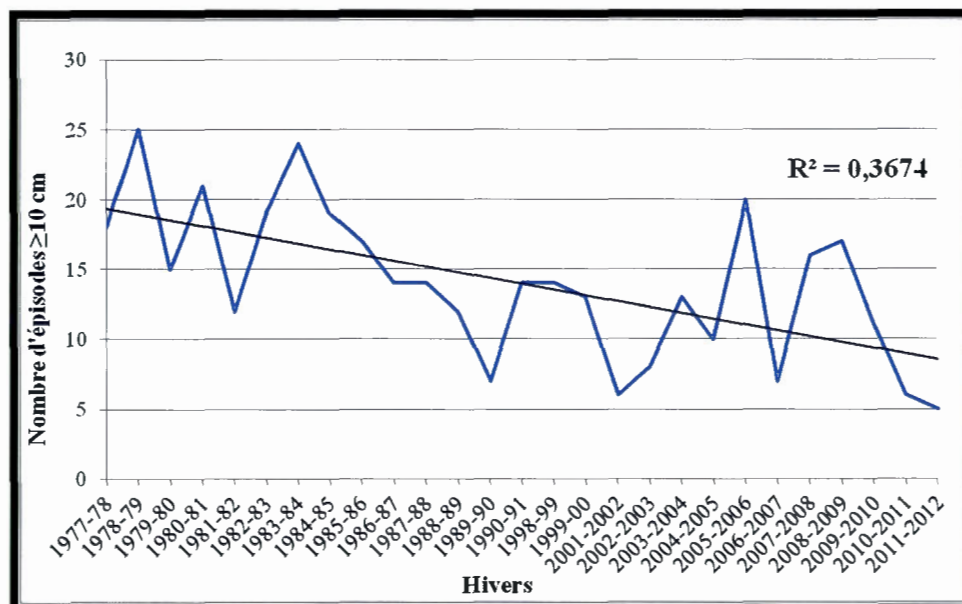


Figure 3.38 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations solides ≥ 10 cm. La ligne noire représente la courbe de tendance.

Pour les épisodes de classe 3 (≥ 30 cm / 72 h), leur rapport fréquence / intensité est décrit dans le tableau 3.26 et la figure 3.39. Sur 87 épisodes recensés, 54 % ($n = 47$) ont impliqué des quantités de neige variant entre 30 et 40 cm, conférant à ces événements une période de retour de 0,7 an (34 / 47) et une PA de 1,4 (1 / 0,7). Par ailleurs, une séquence de 72 heures a été marquée de chutes de neige totalisant plus de 80 cm. Peu fréquent, ce type d'évènement extrême présente une période de retour de 34 ans (34 / 1) et une PA de 0,03 (1 / 34). En définitive, le nombre annuel d'épisodes de classe 3 a connu une forte variabilité au cours des dernières décennies ($R^2 = 0,16$), mais la courbe de tendance dégagée témoigne d'une diminution marquée de ces événements depuis 34 ans (fig. 3.40).

Tableau 3.26
Nombre, période de retour (PR) et probabilité annuelle (PA) des épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures.

Intensité (cm)	Classe	Précip. solides		
		Nb. (34 ans)	PR	PA
[30 - 39,99[3	47	0,7	1,4
[40 - 49,99[25	1,4	0,7
[50 - 59,99[8	4,3	0,2
[60 - 69,99[3	11,3	0,1
[70 - 79,99[3	11,3	0,1
[80 et +]		1	34,0	0,03
Total (≥ 30 cm / 72 h)		87	0,4	2,6

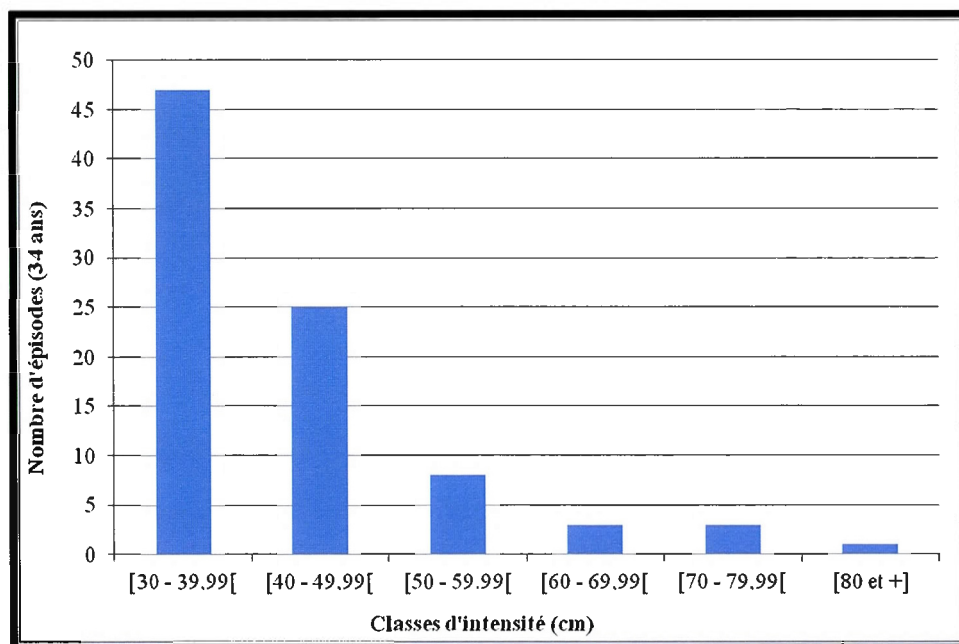


Figure 3.39 Fréquence des épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures en fonction de leur intensité.

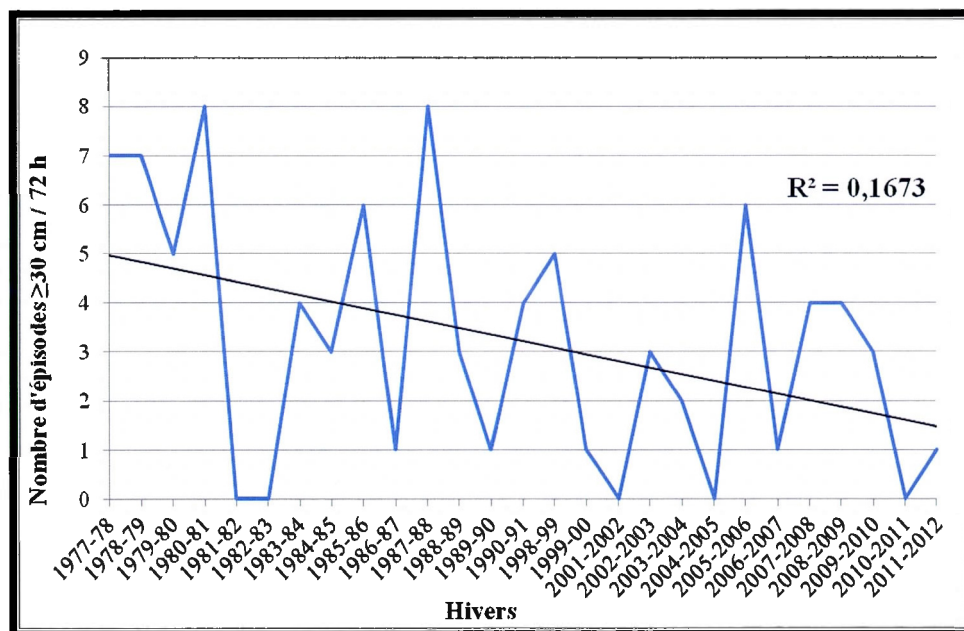


Figure 3.40 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes de précipitations solides ≥ 30 cm en 72 heures. La ligne noire représente la courbe de tendance.

3.3.4.3 Évolution de la dynamique climatique régionale

3.3.4.3.1 Régime nival

Au cours des 34 dernières années, une moyenne annuelle de 55 jours (ET = 16) avec précipitations neigeuses a été enregistrée dans la région (fig. 3.41). Un minimum de 21 jours a été observé en 1988-89 alors que le maximum a été enregistré en 1985-86 avec 87 journées.

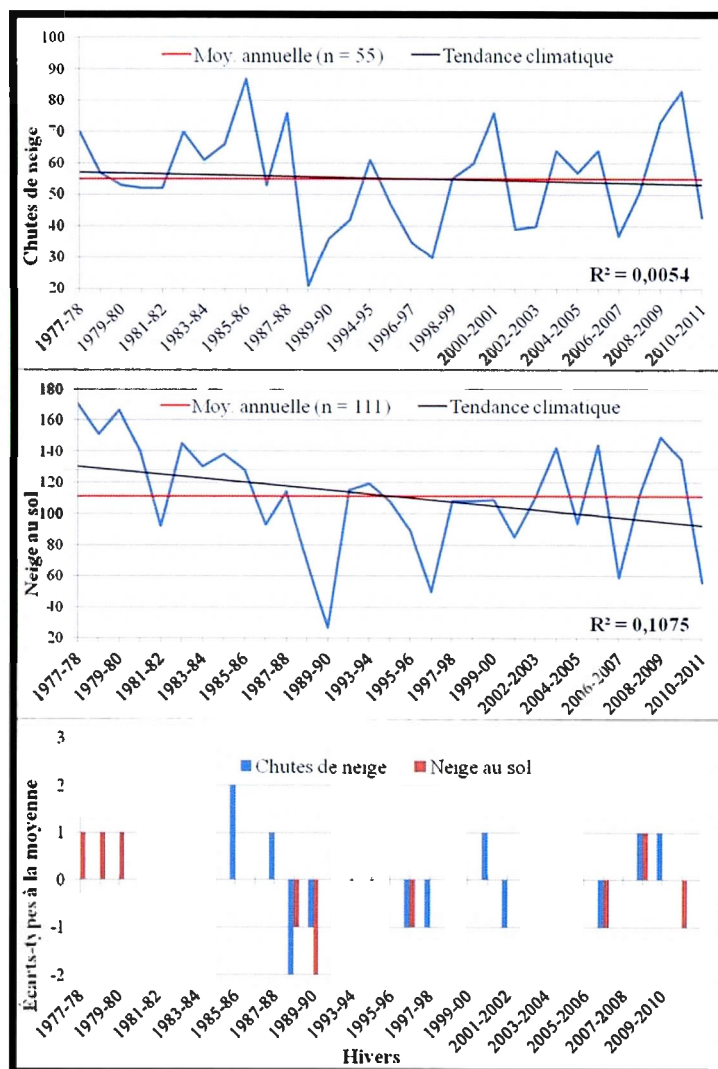


Figure 3.41 Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec chutes de neige et neige au sol, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

Malgré une forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,01$), le nombre annuel de chutes de neige suit une tendance légèrement à la baisse, et ce, même si les saisons 2008-09 ($n = 73$) et 2009-2010 ($n = 83$) ont enregistré un nombre d'épisodes supérieur à la moyenne de plus d'un ET. Quant au nombre annuel de jours avec neige au sol, une moyenne de 111 jours ($ET = 35$) a été enregistrée depuis 1977-78, un minimum de 27 jours a été observé en 1989-90 et un maximum de 170 jours en 1977-78 (fig. 3.41). Si cette statistique présente une tendance similaire à la précédente, la diminution apparaît cette fois-ci plus marquée. Par ailleurs, lors de la dernière décennie, des totaux situés sous la moyenne de plus d'un ET ont été observés lors des saisons 2006-07 ($n = 59$) et 2010-11 ($n = 56$), tandis que la moyenne a été surpassée de plus d'un ET au cours de l'hiver 2008-09 ($n = 149$), réalité reflétant à nouveau une forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,11$).

3.3.4.3.2 Cycles gel et dégel (CGD)

Une moyenne annuelle de 84 CGD quotidiens ($ET = 14$) a été observée (fig. 3.42). Le total le plus élevé ($n = 113$) a été enregistré en 1999-2000, période où les CGD ont surpassé la moyenne annuelle de plus de 2 ET. La plus faible fréquence a été recensée en 1990-91 avec 53 CGD, une quantité de 2 ET inférieure à la moyenne. De manière générale, la fréquence annuelle des CGD quotidiens est caractérisée par une très forte variabilité interannuelle ($R^2 = 0,01$) depuis 1977-78, mais celle-ci semble néanmoins évoluer à la hausse. Le constat est toutefois différent lorsque l'on considère les CGD quotidiens avec neige au sol. La moyenne annuelle est tout d'abord moindre que la précédente avec une normale de 58 épisodes par hiver depuis 1977-78 (fig. 3.42). Le plus haut total a été observé en 1979-80, année au cours de laquelle 101 cycles ont été enregistrés (moy. + 1 ET). Le minimum a été enregistré en 1989-90 avec seulement 11 épisodes, soit un nombre inférieur de 2 ET à la moyenne. À priori, il apparaît que la forte variabilité interannuelle des CGD avec neige au sol ($R^2 = 0,04$) concorde avec les résultats précédents. Or, la tendance interannuelle dégagée montre une nette diminution de ces cycles au cours des dernières décennies.

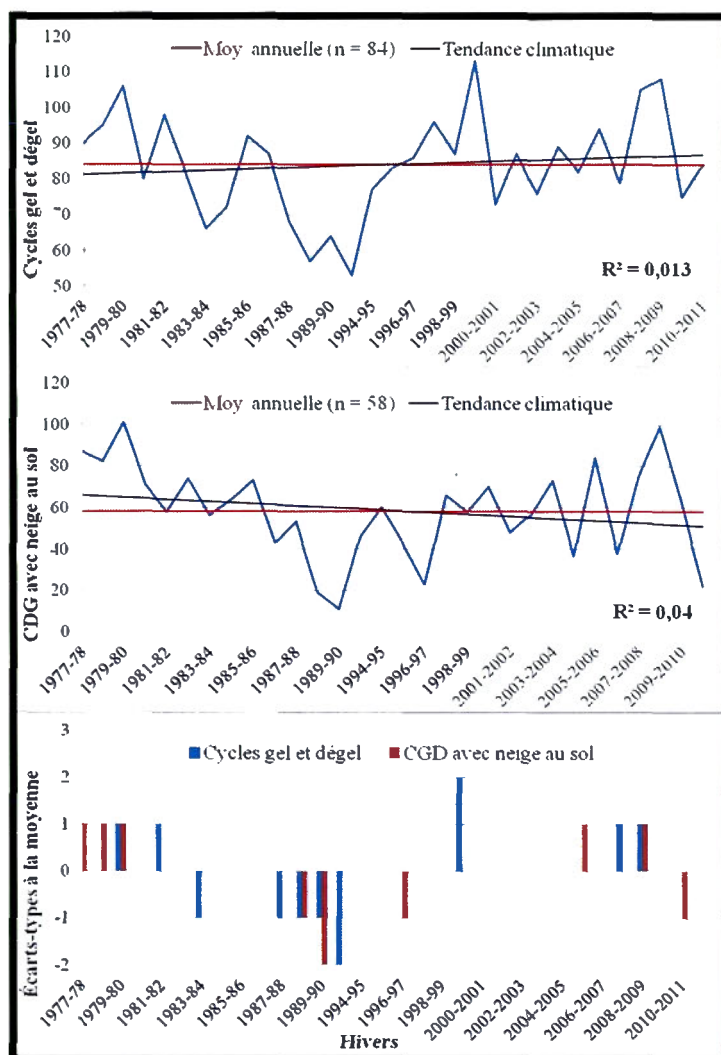


Figure 3.42 Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec CGD et CGD avec neige au sol, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

3.3.4.3.3

Températures équivalentes ou supérieures à 0°C et jours de fonte

L'analyse des données disponibles a permis d'établir le nombre annuel moyen de journées hivernales avec des températures $\geq 0^\circ\text{C}$ à 69 (ET = 20) (fig. 3.43). Le plus haut total a été observé au cours de l'hiver 1988-89 avec 119 épisodes, une quantité supérieure à la moyenne plus 2 ET. En ce qui a trait au nombre minimum, celui-ci a été répertorié lors de l'hiver 1985-86 avec 34 épisodes (moy. - 1 ET). Depuis l'hiver 1977-78, la fréquence

annuelle des jours hivernaux présentant des températures minimales et maximales équivalentes ou supérieures à 0°C se caractérise aussi par une très forte variation interannuelle ($R^2 = 0,001$) et une relative stabilité dans le temps (fig. 3.43).

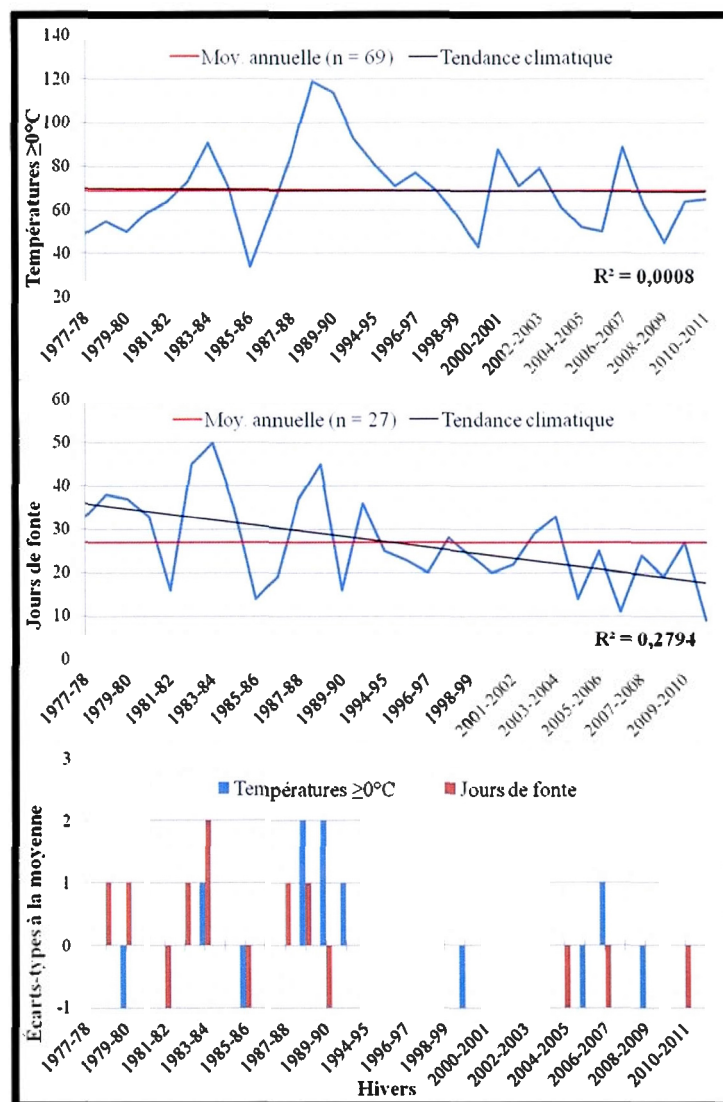


Figure 3.43 Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux présentant des températures $\geq 0^\circ\text{C}$ et de jours de fonte, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

Pour les jours ayant enregistré des températures équivalentes ou supérieures à 0°C avec présence de neige au sol (i.e. jours de fonte), la moyenne annuelle observée est inférieure à la précédente. En effet, depuis la saison 1977-78, un nombre moyen de 27 jours de fonte a été recensé (ET = 11) (fig. 3.43). Le nombre maximal a été répertorié à l'hiver 1983-84 avec un total de 50 épisodes de fonte (moy. + 2 ET). Quant à la plus faible quantité répertoriée, elle a été observée à l'hiver 2009-10 avec seulement neuf jours de fonte (moy. - 1 ET). Le coefficient de corrélation obtenu lors de l'analyse de l'évolution du nombre annuel de jours de fonte ($R^2 = 0,27$) montre une variabilité interannuelle moins marquée que dans le cas des autres paramètres climatiques investigués. Enfin, la tendance dégagée montre une nette diminution du nombre d'épisodes annuels depuis 1977-78, seuls quatre hivers présentent des totaux équivalents ou légèrement supérieurs à la moyenne depuis la saison 1998-99.

3.3.4.3.4

Pluviométrie hivernale et précipitations mixtes

Au niveau des précipitations liquides et mixtes hivernales, les données analysées témoignent d'une moyenne annuelle de 36 épisodes de pluies hivernales (ET = 11) et de 40 épisodes de précipitations mixtes (ET = 11) depuis 1977-78 (fig. 3.44). Les maximums observés sont de 71 épisodes de pluies en 2000-01 (moy. + 3 ET) et de 59 épisodes de précipitations mixtes (moy. + 1 ET) en 2008-09. Quant aux quantités minimums, 16 épisodes de pluies hivernales (moy. - 1 ET) et 17 épisodes de précipitations mixtes (moy. - 2 ET) ont été recensés en 1985-86 et en 1990-91. Les coefficients de corrélations obtenus pour les épisodes de pluies hivernales ($R^2 = 0,12$) et de précipitations mixtes ($R^2 = 0,02$) montrent une forte variabilité interannuelle et selon les courbes de tendances dégagées, il apparaît que la fréquence annuelle de ces phénomènes a subi une légère augmentation depuis 1977-78.

En revanche, il semble que la fréquence annuelle des épisodes de pluies hivernales et de précipitations mixtes avec présence de neige au sol tend à diminuer. En effet, depuis l'hiver 1977-78, la moyenne annuelle d'épisodes de pluie sur neige a été évaluée à 16 (ET = 6) alors qu'elle a été chiffrée à 30 (ET = 12) dans le cas des épisodes de précipitations mixtes sur neige (fig. 3.45). Les maximums annuels recensés sont de 32 épisodes de pluie sur neige en 1978-79 (moy. + 2 ET) et 52 de précipitations mixtes sur neige au cours de l'hiver 2008-09. En ce qui a trait aux minimums enregistrés, sept événements de pluie sur neige

(moy. - 1 ET) sont survenus à l'hiver 2006-07, tandis que neuf épisodes de précipitations mixtes sur neige (moy. - 1 ET) sont survenus en 1989-90. Enfin, en dépit d'une variabilité interannuelle similaire aux précipitations de même nature sans neige au sol (i.e. $R^2 = 0,18$ et $0,02$), la courbe de tendance dégagée indique une diminution du nombre annuel d'épisodes de précipitations liquides et mixtes sur neige depuis le début de l'hiver 1977-78.

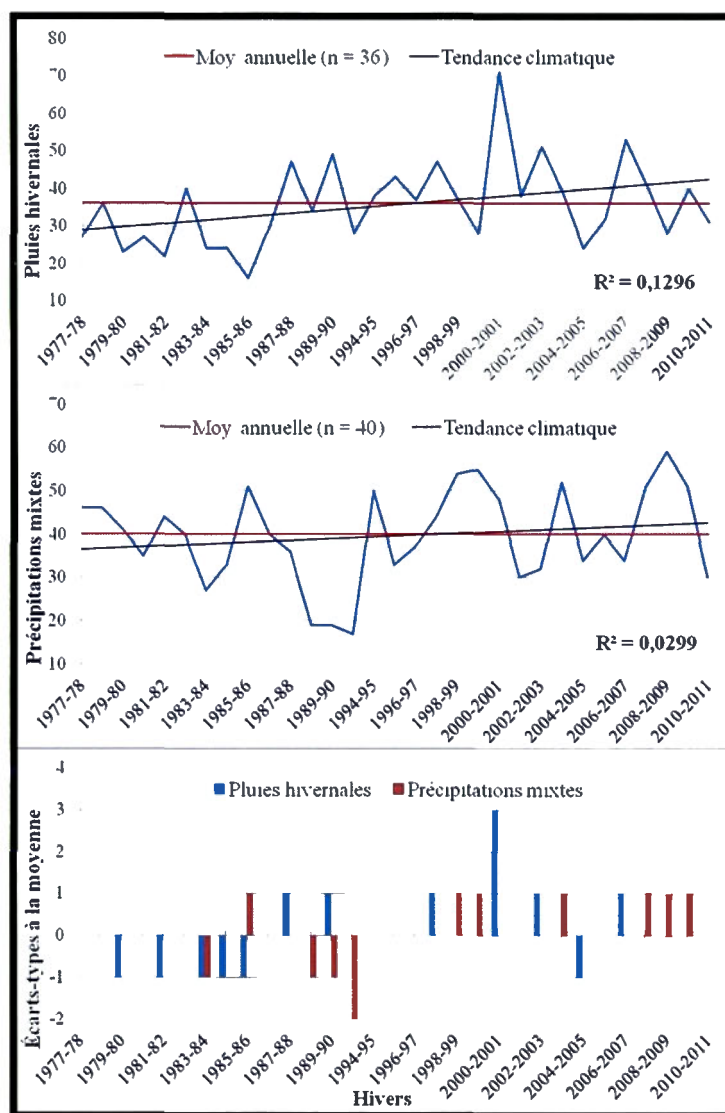


Figure 3.44 Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec épisodes pluviométriques et précipitations mixtes, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

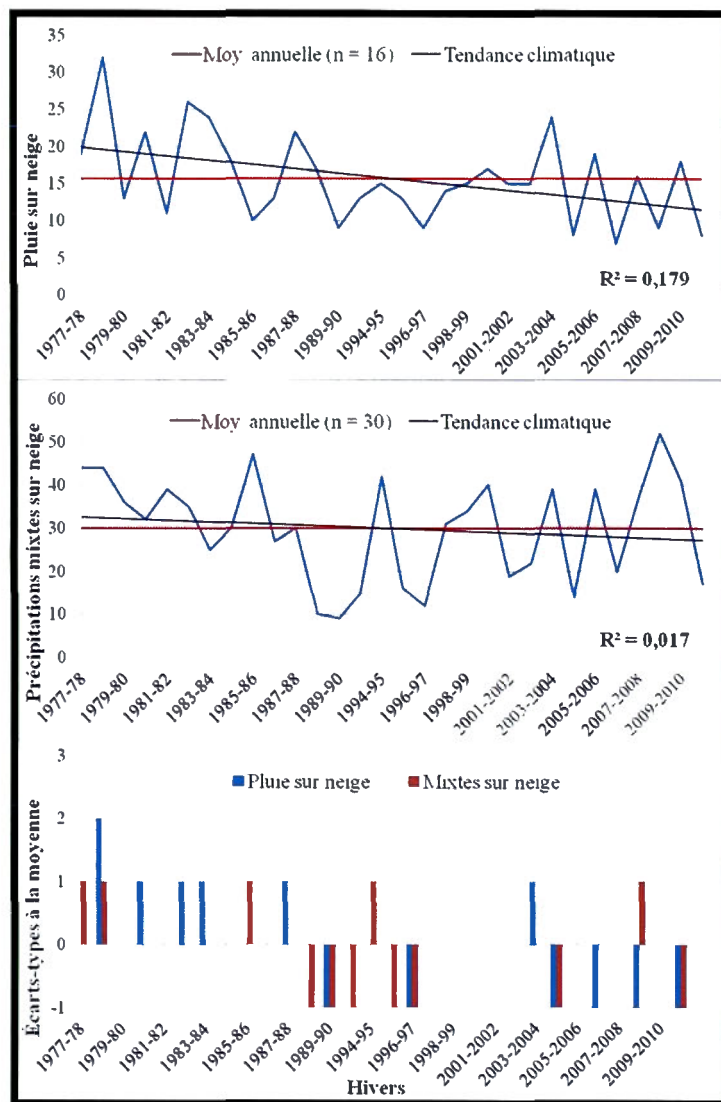


Figure 3.45 Évolution interannuelle du nombre de jours hivernaux avec pluie et précipitations mixtes sur neige, ainsi que le nombre d'écarts-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

3.3.4.3.5

Précipitations liquides annuelles et estivales

Finalement, en ce qui a trait aux épisodes annuels et estivaux de précipitations liquides, une moyenne de 114 épisodes annuels de précipitations liquides a été enregistrée (ET = 23), comparativement à 78 épisodes estivaux (ET = 17) depuis 1978 (fig. 3.46). Les fréquences maximales observées sont de 161 jours de pluie pour l'année 2001 (moy. + 2 ET)

et de 103 épisodes estivaux au cours de l'année 2008 (moy. + 1 ET). Quant aux fréquences minimales, 63 jours de pluie et 36 épisodes de pluie estivale ont été recensés la même année, soit en 1981 (moy. - 2 ET). Par ailleurs, les coefficients de corrélations obtenus pour les deux paramètres témoignent de variabilités interannuelles similaires et modestes ($R^2 = 0,49$ et $0,5$), tandis que les courbes de tendance dégagées font état de hausses graduelles et marquées depuis 1978.

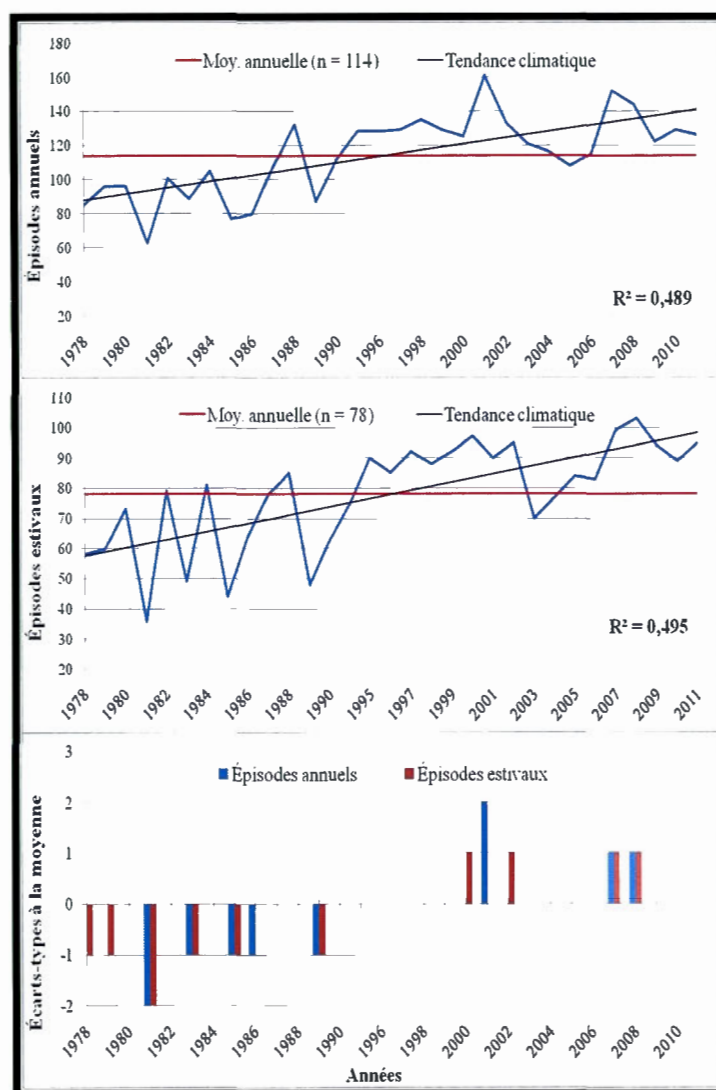


Figure 3.46 Évolution interannuelle du nombre d'épisodes annuels et estivaux de précipitations liquides, ainsi que le nombre d'écart-types des totaux annuels par rapport à la moyenne de la chronologie.

CHAPITRE IV

DISCUSSION

4.1 Nature des processus géomorphologiques

En tenant compte des différentes formes de déposition et d'érosion observées et des analyses sédimentologiques réalisées au pourtour des trois couloirs investigués, il semble désormais manifeste qu'une pluralité de processus participe à la dynamique géomorphologique des versants du secteur de Roche Noire. Dans les couloirs RN1 et RN3, l'activité avalancheuse semble dominer, tandis que dans le couloir RN2, certains indicateurs géomorphologiques laissent entrevoir une dominance de processus hydrosédimentaires torrentiels, bien que l'activité des écoulements de neige à forte teneur en eau ne puisse être contestée.

4.1.1 Couloirs RN1 et RN3

4.1.1.1 Langue à blocs d'avalanche

Les patrons morphologiques observés lors de l'analyse des différentes sections des couloirs RN1 et RN3 laissent envisager l'action de processus dont la nature et l'intensité diffèrent. De prime abord, la morphologie de cette portion du versant apparaît être le résultat d'une activité avalancheuse importante. La présence d'une imposante langue à blocs d'avalanche en fond de vallée constitue un indicateur fiable, la genèse d'une telle forme dans les environnements de montagnes étant généralement imputée à ces processus nivaux (Rapp, 1959, 1960; Gardner, 1970; Luckman, 1977). De surcroît, l'activité avalancheuse a récemment été identifiée comme partie prenante de la dynamique géomorphologique du secteur (Navarre, 2011).

La morphologie de type « éventail » (*fan type*) et les rochers dispersés dans la partie distale de la langue à blocs (*voir* fig. 3.5 et 3.14) ne sont pas sans rappeler les assemblages

sédimentaires originellement décrits par Rapp (1959) dans les moyennes montagnes du nord de la Scandinavie. À priori, ce constat incite à croire que la mise en place de celle-ci puisse être l'œuvre d'avalanches de neige humide d'une envergure considérable ou d'avalanches de neige liquéfiée (i.e. coulées de neige liquéfiée sur pente ouverte) qui, en plus d'être communément associées à la mise en place de ces formes, sont reconnues pour leur forte capacité de transport (Rapp, 1959, 1960; Gardner, 1970, 1983; Luckman, 1977; Butler, 1979; Bertran et Jomelli, 2004). La concavité basale caractérisant le profil de pente du versant appuie d'ailleurs cette hypothèse (*voir* fig. 3.4), bien qu'une telle morphologie soit intrinsèque à l'activité avalancheuse en général (Caine, 1969; Luckman, 1977; Butler, 1989; Jomelli et Francou, 2000; Bertran et Jomelli, 2004). Les gradients de pentes allant de 10 à 25° observés sur les plateaux subalpins traduisent quant à eux un potentiel d'accumulation de neige et de rétention d'eau considérable, caractéristiques correspondant au profil typique des zones de départ des avalanches de neige humide et de neige liquéfiée (*voir* fig. 3.1) (Luckman, 1977; Nyberg, 1985; Onesti, 1985; Larocque *et al.*, 2001; McClung et Schaerer, 2006).

Il apparaît donc évident que le versant oriental du Peyre-Arse est propice à l'occurrence d'avalanches de neige à forte teneur en eau. En revanche, la morphologie et la nature géologique de ces replats altitudinaux semblent peu favorables à une saturation complète en eau et donc, à la liquéfaction du couvert nival. Un tel constat suggère donc que l'initiation d'avalanches de neige liquéfiée à partir du sommet est peu probable. Par ailleurs, les langues à blocs résultant de ces processus nivaux sont généralement observées plusieurs mètres en aval du pied de versant, contrairement à celles générées par les avalanches de neige humide qui ressemblent davantage à un prolongement du versant (Rapp, 1959; 1960; Gardner, 1970; Nyberg, 1989; André, 1990). La situation géographique de l'extension basale que procure la langue à blocs au versant de Roche Noire incite à identifier les avalanches de neige humide comme le principal processus nival actif dans ce secteur.

Cela dit, en comparant la superficie des corridors forestiers qui découpent les zones de transition des couloirs RN1 et RN3 à celle de la langue à blocs (*voir* sect. 3.1.1), il semble que cette dernière soit de taille beaucoup trop imposante pour que ces caractéristiques du versant puissent être attribuées à des événements d'intensité similaire. Ce constat pourrait également s'appliquer aux blocs plurimétriques dispersés dans la partie distale du versant qui,

pour être transportés sur une distance aussi grande, ont nécessairement dû être pris en charge par d'importants volumes de neige. Ainsi, bien que considérables, les perturbations écologiques actuellement visibles dans la zone de transition du versant ne permettent pas d'expliquer l'ampleur des formes observées dans la zone de dépôt. Cela porte donc à croire que la morphogénèse récente des couloirs RN1 et RN3 pourrait être le résultat d'évènements de faible ou de moyenne intensité et que la genèse de la langue à blocs soit le résultat d'évènements d'intensité plus importante. En vertu de l'ampleur de la langue à blocs et de la taille modeste des corridors forestiers actuellement visibles, il semble également approprié de croire que la mise en place de la première ait eu lieu avant l'incision de ces derniers. Il est en effet permis de supposer qu'une avalanche d'une envergure suffisante pour générer une telle forme de déposition aurait nécessairement dû entraîner des dommages plus importants dans la frange forestière.

4.1.1.2 Morphogénèse des couloirs et processus impliqués

Le tracé rectiligne (*voir* fig. 3.3) et la légère concavité basale du couloir RN1 (*voir* fig. 3.4) sont autant de caractéristiques permettant d'envisager que celui-ci soit le résultat d'une activité avalancheuse ponctuelle (Butler, 1979, 1989; McClung et Schaerer, 2006). S'il est probable que les avalanches responsables de l'incision de la frange forestière aient été initiées à partir des replats altitudinaux, la présence d'un petit bassin rocheux à mi-versant laisse croire que des écoulements de neige humide d'intensité faible à modérée puissent être déclenchés à partir de la mi-versant lorsque des accumulations de neige sont soumises à un apport en eau considérable en provenance des pentes sus-jacentes. Toutefois, en raison d'un gradient de pente élevé ($> 30^\circ$) limitant les épisodes de forte rétention d'eau à certaines situations peu communes (e.g. formation d'une barrière de glace, épisode extrême de pluie sur neige, fonte nivale rapide), il apparaît que de petites avalanches de neige sèche sont plus susceptibles d'y être initiées (McClung et Schaerer, 2006). Enfin, malgré l'audition d'un faible ruissellement souterrain lors de l'investigation terrain, aucun indice d'érosion hydrique n'a été répertorié au pourtour du couloir, suggérant ainsi l'exclusion de tout processus de nature strictement hydrologique dans sa morphogénèse récente.

Dans la zone d'écoulement RN3, le profil rectiligne et abrupt de la pente (*voir* fig. 3.6) est marqué de replats propices aux accumulations de débris. De petites falaises

rocheuses aux apparences de cascades laissent également envisager un écoulement d'eau intermittent. Le surcreusement et l'absence de couverture végétale marquant quelques segments de la portion aval de la zone de transition renforcent cette hypothèse, de telles perturbations pédologiques étant fréquemment associées aux effets érosifs de plusieurs types d'écoulements hydrosédimentaires (Luckman, 1977; Gardner, 1983; Rapp, 1986; Bertran et Jomelli, 2004; Jakob et Hungr, 2005). L'absence d'indice géomorphologique témoignant clairement de l'influence potentielle de coulées de débris laisse cependant croire que les sections de couloir concernées ont été incisées par des avalanches de neige à forte teneur en eau (Butler, 1989; Bertran et Jomelli, 2004; McClung et Schaerer, 2006). Le gradient de pente du bassin rocheux situé à mi-versant et aux apparences de petit cirque glaciaire appuie d'autant plus cette hypothèse. En effet, bien qu'étant légèrement plus propice à la mise en place d'un couvert nival important que son homologue du couloir RN1, la possibilité que d'importantes quantités d'eau s'y accumulent et provoquent la déstabilisation du manteau neigeux par liquéfaction complète apparaît tout aussi improbable. Par ailleurs, la hauteur de certaines des cicatrices d'abrasion observées sur les arbres bordant le couloir (*voir* fig. 3.21) vient appuyer d'autant plus l'hypothèse avalancheuse (Germain *et al.*, 2005). De plus, le fait que des cicatrices d'impacts aient été répertoriées sur les arbres à plusieurs mètres du sol corrobore les observations de Navarre (2011) qui récemment, a émis le même constat dans certains couloirs d'avalanche à proximité. Par ailleurs, pour que l'activité avalancheuse soit en mesure d'affecter des arbres situés à mi-versant à de telles hauteurs, il apparaît probable que l'initiation de l'écoulement ait lieu à partir des plateaux subalpins et qu'ainsi, à l'instar de son homologue RN1, le couloir RN3 soit exposé à des avalanches d'ampleur et d'intensité variables pouvant être déclenchées en plus haute altitude ou encore, à même les replats situés à la mi-versant.

À ce titre, les cicatrices de décrochement ellipsoïdales répertoriées vers 1500 mètres d'altitude (*voir* fig. 3.2) corroborent le fait que des avalanches de neige chargée, ou autres types de mouvements gravitaires, puissent affecter les couloirs en partance du sommet. Cela dit, en regard de la morphologie observée en aval, il est peu envisageable que ces cicatrices puissent être attribuées à un processus autre que l'écoulement d'une masse de neige humide en contact direct avec le substrat (Gardner, 1970, 1983). À tout le moins, il importe de mentionner que ces dépressions pourraient techniquement être le résultat de la saturation en

eau de sections instables de la paroi, phénomène souvent observé lors de la phase d'initiation de plusieurs types d'écoulements hydrosédimentaires (Rapp et Nyberg, 1981; Costa, 1984; Decaulne, 2001). Par ailleurs, la possibilité que ces cicatrices soient le résultat de glissements pelliculaires localisés doit également être écartée, le substrat rocheux n'ayant pas été exhumé lors des décrochements (Dagenais Du Fort, 2014).

4.1.1.3 Sédimentologie et modes de déposition des débris

L'analyse de la répartition spatiale et de la disposition des débris observés dans certaines sections des couloirs conforte également l'hypothèse avalancheuse. À l'instar des rochers plurimétriques dispersés au pourtour de la langue à blocs d'avalanche précédemment décrite, la disposition des débris tapissant la partie proximale de la zone de dépôt commune aux couloirs RN1 et RN3 (*voir* fig. 3.10) reflète un mode de déposition généralement associé à la neige. Les avalanches de neige sont reconnues pour la mise en place de débris hétérogènes directement sur la végétation basse, phénomène résultant du relâchement vertical de la charge sédimentaire contenue dans la neige lors d'une période de fonte. Éliminant toutes traces de tri granulométrique qui aurait pu survenir lors de l'écoulement, ce phénomène est à l'origine d'un très faible classement longitudinal des débris, tel qu'observé sur le site. Ce mécanisme est également responsable de l'aspect chaotique des dépôts, ceux-ci étant caractérisés par une absence d'orientation préférentielle et par la précarité de certains monolithes (Rapp, 1959, 1960; Gardner, 1970; Luckman, 1977; Jomelli, 1999; Jomelli et Bertran, 2001; Bertran et Jomelli, 2004).

La présence de branches et de troncs d'arbres au cœur de ces débris constitue un autre argument en faveur de l'activité avalancheuse, celle-ci étant notoire pour ses impacts dévastateurs sur la végétation. Cette tendance destructrice étant également commune à d'autres types de mouvements gravitaires rapides, la seule présence de ces débris au cœur de la zone de déposition investiguée ne permet cependant pas de confirmer cette hypothèse. À cet égard, la disposition des débris ligneux et organiques par rapport aux débris rocheux représente un meilleur élément discriminatoire quant au processus responsable de leur présence. En effet, tout processus géomorphologique impliquant un débit d'eau assez important pour entraîner la prise en charge de sédiments grossiers (e.g. écoulements hydrosédimentaires) devrait logiquement entraîner un charriage des débris organiques et

ligneux dans la partie distale du versant, ceux-ci étant caractérisés par un poids moindre et donc, par un potentiel de prise en charge par tout ruissellement substantiel plus élevé. Ainsi, le fait que des débris ligneux soient entremêlés aux débris rocheux dans toutes les sections de la zone de dépôt traduit un mode de déposition sans triage, mécanisme correspondant en tout point au mode de déposition vertical pouvant être associé à la fonte nivale.

Dans la zone de transition RN3, des caractéristiques sédimentologiques similaires à celles observées dans la zone de dépôts indiquent que la mise en place des débris peut également être attribuée à l'activité avalancheuse (*voir* fig. 3.10). En effet, la nature variée et l'hétérogénéité des débris, une organisation sédimentaire chaotique marquée par une absence d'orientation préférentielle, ainsi que la répartition homogène des débris ligneux, sont autant de facteurs permettant une telle conclusion. De plus, l'observation de « plâtrages sédimentaires » et de petits blocs en position précaire du côté amont de certains arbres bordant la zone de transition du couloir tend à conforter cette allégation (*voir* fig. 3.11A), ces particularités géomorphologiques ayant communément été décrites sur des sites avalancheux (Rapp, 1960; Luckman, 1977; Bertran et Jomelli, 2004).

En ce qui a trait aux analyses sédimentologiques réalisées dans les deux couloirs (*voir* sect. 3.1.3), la nature locale des débris et le fait que ceux-ci présentent une morphométrie semblable à tous les points d'échantillonnage, sans égard à l'altitude (*voir* fig. 3.17 et 3.18), indiquent un patron de transport sédimentaire amont-aval typique des milieux de versant, excluant par le fait même toute implication de la rivière Santoire dans leur mode de mise en place. La morphologie disco-laminaire et anguleuse de la grande majorité des clastes conforte également cette allégation, une exposition prolongée aux effets érosifs de l'eau entraînant d'ordinaire une usure marquée des principaux axes d'un claste et une augmentation de son indice d'émoussé (Brigg, 1977). En vertu de ces observations, il apparaît donc possible de confirmer la provenance locale des débris, ainsi qu'un mécanisme de production par gélifraction étroitement associé aux effets des nombreux CGD affectant les parois rocheuses du site. Au niveau stratigraphique, l'absence d'une orientation préférentielle décelée au niveau des clastes de la fabrique C1 (*voir* fig. 3.15 et 3.16A) indique un mode de déposition chaotique et sans organisation typique des avalanches de neige (Jomelli et Bertran, 2001; Bertran et Jomelli, 2004). En revanche, il semblerait inapproprié d'attribuer la

mise en place du faciès diamictique observé dans la coupe C1 à ces processus nivaux. D'une part, les dépôts associés à ces processus sont généralement caractérisés par la faible présence de fractions fines (Bertran et Jomelli, 2004). D'autre part, le fait que ce diamicton entre dans la composition de l'ensemble des coupes observées sur le versant incite à considérer les origines glaciaires de la vallée afin d'expliquer sa présence sur le site.

Au final, les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques observées dans les deux couloirs permettent d'y concevoir un mode de déposition de même nature. Par contre, l'altitude et la distance d'arrêt des deux principaux secteurs de dépôts, soit les zones de déposition RN1 et de transition RN3, ainsi que l'absence de végétation caractérisant le segment de couloir situé entre celles-ci laissent envisager leur mise en place au cours d'évènements distincts et d'intensités différentes. Aussi, la présence d'une matrice hétérogène lâche et sans structure au cœur des amoncellements de débris de la zone de transition du couloir RN3 traduit l'absence de perturbations post-évènementielles importantes, questionnant par le fait même le peu d'impacts des épisodes pluviométriques et/ou de fonte nivale subséquents dans ce secteur pourtant marqué d'un fort dénivelé. En dépit de ces interrogations persistantes, il est tout de même permis d'estimer le dépôt des débris de la zone de transition RN3 plus récent que celui des débris de la zone de déposition RN1. Cela dit, la mise en place de l'ensemble des débris apparaît récente et la superposition des débris par rapport à la végétation basse laisse envisager que les deux évènements aient pu survenir successivement au cours d'une même année.

4.1.2 Couloir RN2

4.1.2.1 Morphogénèse du site et processus impliqués

En raison des forts gradients ($> 30^\circ$) et de la morphologie observés en amont du versant, ainsi que de la présence d'un cône de déjection en éventail (*débris fan*) en aval (voir fig. 3.7 et 3.14), le chenal RN2 semble sujet à une activité torrentielle lors d'apports en eau suffisants (e.g. pluies importantes, fonte nivale, remontée de la nappe phréatique) (Germain et Ouellet, 2013). L'activité torrentielle est commune aux chenaux de premier ordre et dans le cas du chenal RN2, celle-ci apparaît épisodique. Bien qu'y étant permanent, l'écoulement semble généralement caractérisé par une faible vitesse, contexte favorisant de surcroît les

accumulations de débris importantes dans les sections moins abruptes (*voir* fig. 3.11B). Cet encombrement des cuvettes et des replats, conjugué à une grande disponibilité sédimentaire traduite par la forte présence de matériaux mobilisables en amont (*voir* fig. 3.3), tend à démontrer le fort potentiel de recharge sédimentaire du chenal. Par conséquent, en vertu des différentes formes de déposition et d'érosion observées et décrites ci-après, il semble que le chenal RN2 soit exposé à l'influence ponctuelle de coulées de débris (Innes, 1983b; Costa, 1984; Decaulne, 2001; Lorente *et al.*, 2002), processus hydrosédimentaire qui, jusqu'à présent, n'a encore jamais été étudié dans la Santoire.

Bien que les coulées de débris soient susceptibles de survenir dans une grande variété d'environnements et de climats, leur occurrence se traduit par une morphologie type généralement composée de trois parties plus ou moins distinctes (Rapp et Nyberg, 1981; Decaulne, 2001; Germain et Ouellet, 2013), lesquelles ont pu être observées sur le site. D'emblée, il semble que la cicatrice de décrochement surplombant le point de résurgence d'eau du chenal RN2 puisse être assimilée aux zones d'érosion fréquemment décrites en amont de ce type de couloir (Rapp et Nyberg, 1981; Costa, 1984; Decaulne, 2001; Lorente *et al.*, 2002). Située à une centaine de mètres au nord et plus imposante que celles observées en amont des couloirs RN1 et RN3, cette incision elliptique est vraisemblablement le résultat d'un décrochement par perte de cohésion qui pourrait avoir été provoquée par la saturation en eau des matériaux constituant ce pan de versant. Ce phénomène est d'ordinaire observé lors de redoux entraînant une fonte nivale soudaine et rapide, au cours d'épisodes de pluies intenses ou encore, lors d'évènements météorologiques conjuguant les deux situations (Wieczorek et Glade, 2005).

La forme trapézoïdale du chenal torrentiel RN2 et les sections de forts ravinements qui marquent la zone de transition sont aussi des caractéristiques morphologiques pouvant être observées dans les couloirs de coulées de débris (Rapp et Nyberg, 1981; Decaulne, 2001; Germain et Ouellet, 2013). Cependant, comme ces processus sont susceptibles de survenir sur des pentes sans canalisations ou chenaux préexistants (Lorente *et al.*, 2002), les levées de débris générées par la dynamique rhéologique de l'écoulement sont des signatures géomorphologiques typiques plus significatives (Costa, 1984; Decaulne, 2001; Germain et Ouellet, 2013). D'ordinaire, ces formes dont la composition varie notamment en fonction de

la nature du substrat sont mises en place par paires de chaque côté du chenal et parallèles à l'écoulement. Des levées peuvent également être observées dans la zone de déposition, celles-ci bordant alors un chenal principal n'incisant plus le sol en raison d'une diminution du gradient de la pente (Rapp et Nyberg, 1981; Innes, 1983; Costa, 1984; Decaulne, 2001). Bien que de modestes levées aient été répertoriées dans plusieurs sections de la zone de transit du couloir RN2, les plus imposantes ont été observées dans la partie proximale de la zone de déposition, celles-ci délimitant une section aérienne du chenal (*voir* fig. 3.12A).

L'extrémité des levées qui bordent la partie distale du chenal central est ponctuée d'une masse de débris hétérogènes chaotique et difforme caractérisée d'un lobe frontal digité et prenant l'aspect d'une petite crête surmontée de blocs et de débris grossiers plus ou moins imbriqués. Décrites comme la matérialisation de l'extension maximale d'un écoulement, il s'avère que ces formes de déposition sont communément associées aux coulées de débris (Rapp et Nyberg, 1981; Innes, 1983; Costa, 1984; Decaulne, 2001, Germain et Ouellet, 2013). Aussi, en raison de la déviation du chenal principal observée quelques dizaines de mètres en amont du lobe frontal, il semble que l'évènement responsable de sa mise en place soit survenu en plus d'une vague. Ce point d'avulsion, notamment constitué de blocs plurimétriques, tend effectivement à démontrer qu'une masse de débris importante aurait été délestée en plein centre du chenal en raison d'une perte de compétence de l'écoulement. En provoquant l'obstruction complète du couloir, celle-ci aurait contraint toute vague subséquente à dévier sa course, provoquant du même coup l'abandon du chenal principal et la création d'un nouveau chenal (Whipple et Dunne, 1992).

Par ailleurs, le fait qu'une telle forme ait été mise en place à l'extrémité d'un chenal incisant un cône de déjection, superposant lui-même une langue à blocs d'avalanche, confirme la nature multiprocessus de la zone de déposition RN2. De plus, certains indices portent à croire que les écoulements torrentiels ne sont pas les seuls processus responsables de la morphogénèse récente du chenal. Outre les impacts pouvant être attribués à ces processus hydrosédimentaires, certaines caractéristiques géomorphologiques observées sur le site laissent envisager que des écoulements de neige à forte teneur en eau aient également pu emprunter le chenal et en influencer la morphologie. En effet, la présence de queues de débris en aval et/ou en amont de blocs perchés aux abords du chenal et de « plâtrages

sédimentaires » hétérogènes sur des débris de grandes tailles (i.e. blocs, arbres) est reconnue comme une signature propre aux processus nivaux tels que les avalanches de neige humide et les coulées de neige liquéfiée (Rapp, 1960; Luckman, 1977; Nyberg, 1989; Larocque *et al.*, 2001; Bertran et Jomelli, 2004).

De par la seule présence de ces traits distinctifs, il devient essentiel de considérer les écoulements de neige humide comme étant partie prenante de la dynamique géomorphologique du couloir RN2. La présence du chenal suggérant un écoulement confiné, il semble d'autant plus raisonnable de croire que ces écoulements de neige soient survenus sous forme de coulées de neige liquéfiée, bien que certains avancent que les avalanches de neige humide sont également sujettes à un écoulement confiné sur les pentes abruptes (Nyberg, 1989). Par ailleurs, il semble que certaines des caractéristiques géomorphologiques du site précédemment attribuées à l'action des coulées de débris (i.e. lobe frontal digité, levées) sont susceptibles de résulter des impacts de coulées de neige liquéfiée. Il est également reconnu que l'action érosive accrue des coulées de neige liquéfiée favorise l'incision des chenaux qu'elles empruntent. Certains affirment donc que les couloirs torrentiels de premier ordre leur étant associés diffèrent des autres en raison de pentes légèrement plus abruptes et d'un degré de confinement plus élevé (Rapp, 1960; Butler, 1979; Nyberg, 1985, 1989), profil correspondant en tout point au chenal RN2. De surcroît, la dynamique rhéologique des coulées de neige liquéfiée est fréquemment caractérisée d'un écoulement par vagues successives, nourrissant d'autant plus l'hypothèse que ces processus soient impliqués dans la morphogénèse du site (Nyberg, 1989; Barsch *et al.*, 1993; Bertran et Jomelli, 2004).

Enfin, il importe de souligner la présence d'un petit corridor dépourvu de végétation vers 1300 mètres d'altitude, celui-ci évoquant une possible implication de l'activité avalancheuse dans la dynamique d'ensemble du couloir. Incisant la frange forestière suivant une diagonale abrupte, celui-ci aboutit directement sur un replat au cœur du chenal torrentiel. Il convient donc de s'interroger quant à la possibilité qu'une avalanche provenant du sommet ait pu y terminer sa course pour ainsi influencer la dynamique de l'écoulement. Par ailleurs, l'hypothèse d'une avalanche initiée à partir du sommet semble d'autant plus réaliste lorsqu'on

tient compte de la hauteur de certaines cicatrices observées sur les arbres aux abords de ce segment du couloir (*voir* fig. 3.21).

4.1.2.2 Sédimentologie et mode de déposition des débris

En considérant la morphométrie des débris rocheux analysés dans le secteur RN2, il est possible d'affirmer que la forte hétérogénéité, l'aspect disco-laminaire et subanguleux, ainsi que la disposition chaotique des débris sont toutes des caractéristiques pouvant être associées aux processus précédemment évoqués (Bertran et Jomelli, 2004; Germain et Ouellet, 2013). De plus, en regard des traits morphométriques identifiés à l'aide des diagrammes présentés aux figures 3.17 et 3.18, il est manifeste que ce profil sédimentaire peut être assigné à chaque station d'échantillonnage du couloir. À l'instar des couloirs RN1 et RN3, ce constat traduit un transport sur de courtes distances basé sur une transition amont-aval des débris. Le faible indice d'émoussé caractérisant les échantillons analysés (*voir* fig. 3.18) tend également à exclure toute exposition prolongée aux effets érosifs de l'eau, démontrant ainsi le caractère ponctuel des processus responsables de leur mise en place.

Aussi, la taille imposante de certains débris observés aux abords et au pourtour du chenal dans la zone de déposition tend à octroyer aux processus impliqués une incroyable capacité de prise en charge, autre trait caractéristique pouvant à la fois être attribué aux coulées de débris et de neige liquéfiée (Nyberg, 1989; Germain et Ouellet, 2013). À cet égard, il serait ardu de déterminer avec certitude lequel de ces processus est responsable de la mise en place des blocs et troncs d'arbres surplombant les levées du chenal ou encore le front lobaire digité. Néanmoins, certains indices permettent d'émettre quelques hypothèses quant à la portée d'action et la chronologie d'occurrence de ces processus. Par exemple, la présence de formes d'accumulation liées aux avalanches de neige telles que les queues de débris et les pellicules de sédiments observés à l'extérieur du chenal torrentiel démontre une absence de perturbations post-événementielles dans ce secteur. Il semble logique de croire qu'une coulée de débris ultérieure aurait eu tôt fait d'emporter tous ces débris mobilisables en raison du haut niveau de compétence géomorphologique caractérisant normalement leur dynamique rhéologique (Germain et Ouellet, 2013). Il est donc permis de croire qu'une coulée de neige liquéfiée puisse être le dernier processus ayant affecté la périphérie du chenal et/ou qu'une

coulée de débris subséquente n'ait pas été en mesure d'atteindre cette zone en raison d'une intensité moindre. Cette allégation s'appuie également sur la distance parcourue par certains débris de grandes tailles avant leur déposition. En effet, bien qu'une coulée de débris soit techniquement en mesure de générer une telle capacité de transport, le faible gradient de pente de la zone concernée tend à favoriser l'action de la neige liquéfiée, matrice reconnue comme apte au transport d'imposantes charges de débris sur de longues distances, malgré de faibles pentes (Nyberg, 1989; André, 1993).

Tel que démontré par les analyses stratigraphiques réalisées aux abords du chenal, l'influence des coulées de débris demeure toutefois incontestable. Dans la zone de déposition, bien qu'aucune coupe n'ait pu être retenue aux fins d'analyses en raison des trop nombreuses perturbations pédologiques attribuables à la présence bovine, l'absence de structures horizontales dans la composition des parois tend à minimiser l'implication des périodes d'écoulement laminaire dans le processus de sédimentation des parois. L'absence apparente d'organisation et d'orientation préférentielle des clastes, ainsi que leur consolidation au sein d'une matrice semblable à celle observée dans les différentes coupes analysées plus en amont (*voir* fig. 3.15 et 3.16) tendent également à appuyer cette allégation, de tels dépôts étant d'ordinaire observés dans les chenaux de coulées de débris (Germain et Ouellet, 2013). Par ailleurs, les accumulations importantes de débris rocheux observées dans les cuvettes et les replats traduisent la faible compétence du débit d'écoulement moyen du chenal. Cette situation a pour incidence de favoriser une recharge sédimentaire rapide du chenal, prédisposant celui-ci à l'occurrence de coulées à forte teneur en débris lors d'épisodes torrentiels importants.

Dans la zone de transition, une matrice semblable à celle répertoriée en C1, ainsi que dans la zone de déposition du couloir RN2, a été observée dans les coupes C2 et C3 (*voir* fig. 3.15 et 3.16B, C, D, E). Le fait que ce « diamicton » ait été observé en contact direct avec le substrat rocheux sur toute la largeur du versant rend d'autant plus plausible la possibilité que cette couche sédimentaire puisse être composée de dépôts morainiques étroitement reliés aux origines glaciaires de la vallée. Toutefois, la présence d'un horizon inférieur dans la coupe C2, composé d'une matrice semblable, mais également de clastes décimétriques anguleux et légèrement imbriqués, met en doute le bien-fondé de cette hypothèse.

Néanmoins, en raison de l'altitude des coupes et surtout de l'angle de pente, il apparaît raisonnable de croire que les parois du chenal sont le résultat de l'incision de couches sédimentaires, plutôt que d'une formation par accréation de sédiments.

Au final, malgré les conclusions proposées dans la présente section, il demeure périlleux d'établir clairement les impacts respectifs, la portée d'action ou encore la chronologie d'occurrence de chacun des processus à l'origine de la morphogénèse du site. Or, il n'est pas déraisonnable d'affirmer que les interactions spatio-temporelles de mouvements gravitaires rapides de natures différentes sont à la base même de la dynamique géomorphologique complexe du chenal torrentiel RN2.

4.1.3 Considérations méthodologiques

Il est évident que davantage d'analyses stratigraphiques auraient pu être menées afin d'être en mesure de mieux saisir la dynamique géomorphologique du secteur d'étude. Il aurait notamment été intéressant de dégager quelques coupes aux abords de la rivière Santoire pour tenter d'identifier le ou les modes de mise en place du cône multiprocessus avec plus de certitude. Cette approche aurait également permis de dégager différents patrons de déposition sédimentaire dans les couches de sol sous-jacentes pour ainsi permettre de mieux saisir l'évolution historique de ce secteur de la vallée. Cette option, bien qu'envisagée au tout début de la campagne de terrain, a néanmoins dû être mise de côté en raison d'un manque de ressources et de temps. Dans l'éventualité de travaux ultérieurs visant à affiner les conclusions précédentes, il va de soi qu'une telle entreprise devrait à tout le moins être envisagée.

Par ailleurs, il est à noter que l'utilisation d'un GPS pour l'obtention de l'orientation de l'axe a des clastes analysés lors de la réalisation des fabriques a inévitablement entraîné une réduction du niveau de précision des résultats. Toutefois, cette alternative se devait d'être prise en compte dans un contexte volcanique où le magnétisme inhérent à la nature géologique du substrat local provoquait un dérèglement systématique de la boussole *Brunton*. Malgré tout, les informations récoltées sont apparues suffisamment fiables pour définir hors de tout doute qu'une absence d'orientation préférentielle caractérisait les dépôts analysés. Aussi, l'incapacité à réaliser des fabriques dans la zone de déposition et le fait que celles-ci aient

plutôt été entreprises dans la zone d'écoulement peut expliquer l'obtention de fabriques planaires dans l'ensemble des couloirs investigués. Ces résultats interrogent d'ailleurs la pertinence du choix de la méthode employée dans cet environnement précis. La tendance révélée par les diagrammes obtenus (*voir* fig. 3.16) et démontrant une inclinaison similaire de l'axe *a* de l'ensemble des cailloux analysés, pourrait effectivement s'expliquer par le gradient de pente élevé des stations d'échantillonnages sélectionnées. Ne fournissant donc pas beaucoup d'informations quant au mode de déposition des débris, il convient de minimiser la portée des conclusions émanant de ces données.

4.2 Reconstitution dendrochronologique de l'activité géomorphologique récente

4.2.1 Fréquence et intensité des mouvements gravitaires enregistrés

D'après les résultats obtenus par l'entremise des analyses dendrochronologiques et des manipulations statistiques associées (*voir* sect. 3.2.1), la fréquence des mouvements gravitaires de forte intensité aurait augmenté de façon substantielle sur le versant de Roche Noire depuis le début du XXI^e siècle. Cette hausse est d'autant plus apparente qu'à l'exception de quelques TR significatifs témoignant d'événements survenus en 1987 et en 1998 dans le couloir RN2, aucun mouvement gravitaire n'y a été enregistré entre 1983 et 2000 (*voir* fig. 3.22 et tabl. 3.1). En revanche, à défaut d'être marquée de dépassements de seuils critiques récurrents, cette séquence temporelle n'est pas pour autant dépourvue de signaux, constat pouvant par ailleurs s'appliquer aux années non événementielles postérieures aux années 2000. En observant la figure 3.22, il est en effet possible de remarquer que chaque couloir présente des TR > 0 % lors de la majorité des années non événementielles (i.e. RN1 : 11, RN2 : 15, RN3 : 10). Bien que cette situation soit possiblement le reflet de bruits de fond environnementaux (e.g. pente, chutes de pierres, vent, animaux, etc.), les anomalies recensées traduisent à tout le moins des perturbations suffisamment importantes pour avoir affecté la croissance des arbres.

Plusieurs de ces années non événementielles présentent de surcroît des TR annuels équivalents ou supérieurs à 15 % (i.e. RN1 : 3, RN2 : 2, RN3 : 7). Certains auteurs ont établi qu'un tel seuil pouvait s'avérer adéquat pour l'identification d'un maximum d'événements à l'intérieur d'une population d'arbres ≤ 20 individus, sans pour autant entraîner l'inclusion de

bruits de fond environnementaux dans la distribution événementielle (Corona *et al.*, 2012). Bien que ce seuil n'ait pas été retenu pour cette étude (*voir* sect. 2.3.1.3), il est donc possible que des événements de plus faible intensité aient été écartés, surtout si l'on considère que les seuils critiques utilisés ont été établis avec comme seul objectif d'isoler les valeurs extrêmes de la distribution pour ainsi éliminer toute chance de retenir de faux positifs. Ainsi, face à l'exclusion potentielle d'événements de plus faible intensité, les résultats obtenus doivent être considérés comme minimaux. La valeur élevée des seuils critiques utilisés a également pour effet de rendre l'augmentation de la fréquence des mouvements gravitaires observée depuis 2000 difficilement vérifiable. Plus encore, la courte séquence temporelle utilisée ne permet pas de valider davantage les périodes de retour et les probabilités d'occurrences observées. En revanche, l'évolution des TR enregistrés au fil de la chronologie analysée permet d'affirmer que l'intensité des événements recensés au cours des dix dernières années a augmenté par rapport aux deux décennies précédentes. Il est en effet possible de remarquer des signaux plus significatifs dans le dernier tiers de la séquence de référence, malgré un nombre croissant d'arbres vivants.

S'il est reconnu depuis longtemps que la relation fréquence / intensité des mouvements gravitaires opère selon les dualités suivantes : haute fréquence / faible intensité et faible fréquence / haute intensité, il est intéressant de constater ici une fréquence élevée d'événements jusqu'à présent considérés comme étant de forte intensité. Il est bien évidemment possible qu'une comparaison échelonnée sur une plus longue séquence temporelle aurait pu mener à un constat différent. Or, il apparaît également que ces résultats concordent avec ceux de travaux semblables réalisés à l'intérieur de chronologies statistiquement viables, dans certains massifs de même altitude (Corona *et al.*, 2010) ou aux prises avec des influences climatiques similaires (tabl. 4.1) (Boucher *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2009).

Cela étant dit, la prise en compte des dépassements de seuils critiques sert avant tout à isoler les valeurs extrêmes d'une population (i.e. aléas) et il pourrait s'avérer pertinent de définir des balises quantitatives qui sauraient permettre de comparer ces dernières entre elles afin de leur attribuer un niveau d'intensité propre. Pour ce faire, un traitement statistique simple appuyé sur la comparaison d'une distribution de valeurs extrêmes à sa valeur

maximale peut permettre une hiérarchisation des AE associées et ensuite, la création de classes d'intensité. Dans les couloirs de Roche Noire, cet exercice apparaît d'autant plus nécessaire qu'il est actuellement impossible d'affirmer que tous les événements ayant généré des TR excédant les seuils critiques ont déployé un fort niveau d'intensité. À l'exception du chenal torrentiel RN2 qui présente toujours les stigmates d'un aléa de forte intensité survenu au mois de novembre 2010, aucun mouvement gravitaire de grande ampleur ne semble effectivement avoir affecté le versant au cours des dernières années. Le niveau d'intensité de cet événement étant cependant connu, il devient possible de comparer le TR lui étant associé au reste de la distribution. Selon le tableau 3.2, cet événement aurait généré des anomalies de croissance chez 55,6 % des individus échantillonnés, résultat excédant de plus de trois fois le seuil critique établi pour le couloir RN2 et correspondant à la valeur maximale de la distribution de ce couloir, *ex aequo* avec l'AE 2003. De ce fait, il est maintenant possible d'affirmer que le couloir RN2 a effectivement été le théâtre d'événements de forte intensité au cours des AE 2003 et 2011.

Par ailleurs, il a été constaté que les événements de novembre 2010 ont généré une forte activité érosive dans le chenal RN2, y provoquant du même coup un remaniement sédimentaire important (Navarre, 2011). À l'inverse, l'absence d'impacts géomorphologiques d'une telle ampleur sur le cliché présenté à la figure 3.24 démontre une dynamique de versant différente, laissant croire qu'un processus d'une autre nature puisse être à l'origine du fort TR enregistré en 2003. Il semble que ce signal considérable aurait effectivement pu être engendré

Tableau 4.1

Période de retour et probabilité d'occurrence annuelle des événements extrêmes dans les Massifs du Cantal (France), de l'Oisans (France) et des Chic-Chocs (Québec).

Massif montagneux	Massif du Cantal	Massif de l'Oisans	Monts Chic-chocs		
Région	Auvergne (France)	Rhône-Alpes (France)	Gaspésie (Québec)		
Auteur	Bouchard, 2015	Corona <i>et al.</i> , 2010	Boucher <i>et al.</i> , 2003	Dubé <i>et al.</i> , 2004	Germain <i>et al.</i> , 2009
Séquence chronologique	1983 à 2012	1912 à 2007	1895 à 1996	1939 à 1997	1895 à 1999
Période de retour*	4,4 ans	4,8 ans	2,9 ans	9,3 ans	5,3 ans
Probabilité annuelle*	23%	21%	34%	11%	19%

*Valeurs moyennes obtenues pour l'ensemble des couloirs investigués.

par une avalanche de neige de forte intensité qui, à l'origine de nombreuses blessures mécaniques dans la frange forestière, n'aurait toutefois pas entraîné de perturbations au niveau du sol. Que cette hypothèse soit plausible ou non, cette situation tend à mettre en évidence les limites de cet exercice de comparaison. En effet, bien qu'il soit tentant de conclure que des TR identiques traduisent l'occurrence d'évènements d'une même intensité, la nature et la dynamique rhéologique des mouvements gravitaires impliqués devraient nécessairement être considérées dans l'élaboration de toutes conclusions valables.

S'il n'apparaît pas simple de proposer des balises quantitatives fiables pour caractériser le niveau d'intensité de tous les événements enregistrés dans un seul et même couloir, il apparaît encore plus difficile d'étendre le choix de ces valeurs à l'ensemble des couloirs. Plus encore, comme l'utilisation du POT permet le calcul des seuils critiques en tenant compte des particularités de chacune des distributions analysées (*voir* sect. 2.3.1.3), il serait malavisé de comparer les résultats de chacun des couloirs à l'aide de valeurs de référence communes. Afin d'éviter une telle situation, il apparaît possible d'utiliser la distribution de valeurs extrêmes du couloir RN2 avec comme objectif de quantifier l'écart entre la valeur maximale obtenue (55,6 %) et la moyenne du groupe. Ce faisant, le modèle statistique obtenu peut être transposé aux distributions de valeurs extrêmes des autres couloirs, permettant ainsi l'élaboration de balises quantitatives correspondant aux particularités de chacune d'entre-elles.

Somme toute, la réalisation de cet exercice statistique a permis de situer la valeur maximale du couloir RN2 à plus d'un ET de la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes de ce couloir (tabl. 4.2). Ainsi, il semblerait qu'un événement ayant engendré un TR situé à plus d'un ET de la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes puisse être considéré comme étant de forte intensité. Dans cette optique, la balise supérieure du couloir RN2 serait de 48,9 %, validant du même coup le fait que seules les AE 2003 et 2011 auraient été marquées d'évènements de forte intensité. En appliquant le même modèle aux couloirs RN1 et RN3, des balises supérieures respectives de 49,9 % et de 54,2 % sont obtenues. En utilisant la moyenne de chacune des distributions de valeurs extrêmes comme balise inférieure, il devient ensuite possible de caractériser le niveau d'intensité des événements

enregistrés dans chaque couloir avec plus de précision. Au final, les critères suivants sont proposés :

1. Faible intensité : taux de réponse \geq seuil critique, mais $<$ moyenne*;
2. Moyenne intensité : taux de réponse \geq moyenne, mais $<$ moyenne + 1 ET;
3. Forte intensité : taux de réponse \geq moyenne + 1 ET.

*Moyenne de la distribution de valeurs extrêmes du couloir.

Selon les trois critères établis, le niveau d'intensité d'un événement présentant un TR équivalent ou supérieur au seuil critique, mais inférieur à la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes serait faible. De tels événements ont été observés en 2001 et en 2011 dans le couloir RN1, en 1987, en 1998, en 2004, en 2006 et en 2010 dans le couloir RN2, ainsi qu'en 2006, en 2010 et en 2011 dans le couloir RN3 (tabl. 4.3). Quant aux événements d'intensité modérée, les TR associés devraient être équivalents ou supérieurs à la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes du couloir concerné, mais inférieurs à la balise supérieure, soit la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes plus un ET. Des événements répondants à ces critères seraient survenus en 2004 et en 2009 dans le couloir RN1, ainsi qu'en 2002 et en 2008 dans le couloir RN2, comparativement à aucun dans le couloir RN3. Enfin, les événements ayant générés des TR équivalents ou supérieurs à la moyenne de la distribution de valeurs extrêmes plus un ET pourraient être considérés de forte intensité et selon les résultats, de tels aléas seraient survenus en 2007 dans le couloir RN1, en 2003 et en 2011 dans le couloir RN2, ainsi qu'en 2004 dans le couloir RN3.

Tableau 4.2
Caractérisation statistique des distributions de valeurs extrêmes de chaque couloir.

Couloir	Seuil critique (%)	Nb. valeurs extrêmes	Moyenne (%)	Écart-type (ET)	Moy. + 1 ET (%)
RN1	25	5	36,3	13,57	49,9
RN2	18	9	34,9	14,01	48,9
RN3	32	4	45,9	8,3	54,2

Tableau 4.3

Intensité des mouvements gravitaires selon les résultats du processus de caractérisation statistique des distributions de valeurs extrêmes de chaque couloir.

Classes d'intensité	Années évènementielles / couloir		
	RN1	RN2	RN3
Forte	2007	2003, 2011	2004
Moyenne	2004, 2009	2002, 2008	Aucun
Faible	2001, 2011	1987, 1998, 2004, 2006, 2010	2006, 2010, 2011

4.2.2 Évaluation de l'activité géomorphologique par l'entremise d'indicateurs écologiques

Tel que démontré précédemment, l'analyse des anomalies de croissance enregistrées par les cernes des arbres permet une interprétation intéressante de la relation fréquence - intensité des mouvements gravitaires actifs sur un versant forestier. Toutefois, en vertu des particularités écologiques du site, l'approche adoptée dans le cadre de la présente étude s'est avérée beaucoup plus qualitative que prévu, diverses techniques n'ayant pu être mises en pratique. Par exemple, plusieurs études dendrochronologiques ont démontré que la portée d'action territoriale de certains mouvements gravitaires peut être évaluée grâce à la géolocalisation et à la cartographie des arbres présentant des anomalies de croissance lors d'une même année (Larocque *et al.*, 2001; Germain *et al.*, 2005; Ouellet, 2010). Ce faisant, il devient possible de délimiter la zone d'impact d'un évènement donné lors d'une année x et d'ainsi permettre l'évaluation de son niveau d'intensité avec une plus grande précision. Dans le cas présent, l'absence d'arbre caractérisant le talweg de la vallée a su rendre impossible la réalisation d'un tel exercice, limitant de ce fait l'estimation de l'intensité des évènements à des manipulations statistiques de base (voir sect. 4.2.1).

En l'absence de solutions adaptées au temps et aux ressources disponibles, certaines caractéristiques écologiques du versant se sont néanmoins avérées de bons compléments pour l'évaluation de son niveau d'activité géomorphologique. L'identification des essences d'arbres en place (i.e. *Alnus viridis*, *Salix capre* et *Sorbus aucuparia*) a notamment permis de révéler une strate arborescente juvénile majoritairement composée d'espèces pionnières reconnues pour leurs aptitudes à coloniser les versants avalancheux instables de moyenne altitude

(Butler, 1979; Persuy, 2011; Hug, 2014). Loin du climax régional normalement dominé par le hêtre (*Fagus sylvatica*) et le chêne pubescent (*Quercus pubescen*) (Nehlig, 2007), cet assemblage écologique traduit un versant en phase de colonisation et par le fait même, de nombreuses perturbations géomorphologiques antérieures (Shroder, 1980). À titre indicatif, certains associent la présence de l'aulne dans différents secteurs des Rocheuses américaines à une activité avalancheuse quasi annuelle (Butler, 1979). La souplesse de ses branches lui confère une capacité de résistance accrue au poids de la neige et aux avalanches de forte intensité qui, bien qu'étant à l'origine de déformations responsables de reprises apicales printanières, ne parviennent que très rarement à les briser complètement (Hug, 2014). Ainsi, il semble que la forte inclinaison vers l'aval des thalles d'aulnes verts (*Alnus viridis*) observées sur le versant (fig. 4.1) soit le symptôme d'une activité avalancheuse soutenue.

Par ailleurs, l'analyse des différentes photos aériennes et satellites disponibles n'ayant permis de déceler aucune perturbation écologique et géomorphologique majeure dans les dernières décennies (voir sect. 3.2.2), il demeure impossible d'associer la répartition homogène des perturbations écologiques observées à l'occurrence d'événements ayant entraîné la déforestation complète du versant. Ainsi, il semble plausible que les aléas de forte intensité enregistrés en 2003, en 2004 et en 2011 (voir sect. précédente) aient pu affecter les couloirs de façon simultanée, mais sans toutefois causer d'impacts majeurs dans la frange forestière. Or, la présence d'une imposante langue à blocs d'avalanche dans le talweg de la vallée (voir fig. 3.14) ne permet pas d'éliminer l'hypothèse d'événements extrêmes susceptibles d'affecter la totalité du versant lors d'un seul et même épisode. À cet effet, la taille des rochers dispersés entre l'apex et la partie distale de la langue à blocs fournit un bon indice de la capacité de prise en charge et de la force de destruction potentielle d'un tel aléa. Cependant, en regard du taux de recouvrement des lichens et des mousses observé sur ces monolithes, il apparaît évident qu'une avalanche de cette ampleur n'est pas survenue dans la vallée depuis plusieurs décennies, voire depuis plusieurs centaines d'années. À cet égard, tel que suggéré par Navarre (2011), il semble que l'utilisation de la lichénométrie aurait pu s'avérer une option intéressante pour la datation des événements à l'origine de la mise en place de ces blocs plurimétriques. Une telle méthode pourrait également permettre l'identification de la période et des conditions climatiques associées à la genèse de cette langue à blocs, et ainsi, permettre de déterminer avec plus de certitude s'il s'agit d'une forme



Figure 4.1 Thalles d'aulnes verts (*alnus viridis*) stigmatisés et inclinés vers le nord-est (sens de la pente) dans le couloir RN1 (crédit photo : Bouchard, 2012).

relique ou non. Toutefois, en l'absence d'une courbe de référence régionale, outil statistique nécessaire au calcul du taux de croissance annuel des lichens dans la région, une telle entreprise demeure à ce jour impossible.

En terminant, il serait intéressant de pouvoir expliquer avec plus de précision la présence de chardons bardanes (*Carduus Personata*) dans les zones de dépôts RN1 / RN3 et RN2. Lors de la campagne de terrain, cette plante a tôt fait de susciter un questionnement de par sa propension à recouvrir la quasi-totalité des formes de déposition répertoriées, ainsi qu'à en délimiter le périmètre (voir fig. 3.9 et 3.10). Malgré maintes recherches, il s'est avéré impossible de trouver mention d'un phénomène semblable dans la littérature, limitant ainsi l'interprétation de la présence de ces plantes sur le site à de simples suppositions logiques. À priori, étant donnée leur absence autre part dans le talweg de la vallée, il semble que leur présence au pourtour et au centre des dépôts puisse être associée à un transfert de matières organiques amont / aval. Dans le cas des couloirs RN1 et RN3, la morphologie de la zone de dépôt indique un transport assuré par l'activité avalancheuse (voir sect. 4.1.1). De surcroît, la prise en charge de résidus végétaux devant nécessairement avoir lieu au niveau du sol, il semble raisonnable d'attribuer un taux de saturation en eau assez élevé à la masse de neige

impliquée. En ce qui a trait au couloir RN2, il apparaît plutôt improbable que le transport ait été assuré par un écoulement d'eau *via* le chenal torrentiel qui, en raison de son fort confinement et de son statut d'affluent de la rivière Santoire, aurait eu tôt fait d'emporter toute matière organique très loin en aval. Ainsi, il semble que l'hypothèse avalancheuse doit également être considérée, renforçant du même coup le caractère multiprocessus préalablement octroyé à la zone de déposition de ce couloir (*voir* sect. 4.1.2). Au final, malgré ces hypothèses difficilement vérifiables, il demeure que le simple fait que ces plantes délimitent minutieusement chacune des formes d'accumulation constitue un phénomène fort appréciable et qu'en plus d'en avoir facilité l'observation, leur présence aura permis de calculer leur superficie respective avec une précision accrue.

4.2.3 Considérations méthodologiques

Dans une région caractérisée par l'absence d'archives historiques accessibles et pertinentes, la résolution annuelle permise par la dendrochronologie s'est avérée un bon outil pour l'acquisition de données portant sur la fréquence d'occurrence et l'intensité des mouvements gravitaires. Cette technique s'est révélée d'autant plus essentielle dans un contexte où aucune autre technique de datation efficace n'a pu être utilisée. Malgré tout, l'approche dendrogéomorphologique comporte certaines limites et plusieurs d'entre elles ont pu être mises en lumière à travers la réalisation du présent travail, lesquelles sont exposées ici.

4.2.3.1 Utilisation de feuillus et contraintes associées

Bien que les feuillus soient aujourd'hui davantage considérés pour l'étude des mouvements gravitaires et que leur potentiel dendrochronologique soit de plus en plus mis à profit (Decaulne et Saemundsson, 2008; Arbellay *et al.*, 2010a, 2010b; Szymczak *et al.*, 2010; Arbellay *et al.*, 2013), plusieurs contraintes associées à leur utilisation font en sorte de rendre leur usage beaucoup plus ardu par rapport aux conifères. Tout d'abord, la structure plus complexe du bois des feuillues est à l'origine de difficultés liées à l'échantillonnage sur le terrain. Par exemple, la densité et la dureté du bois font en sorte qu'il est très difficile d'atteindre le cœur de l'arbre lors du carottage, occasionnant parfois la perte des premières années de croissance ou parfois même, l'invalidité de certains échantillons. Cet

aspect peut également avoir comme effet d'augmenter le temps de travail et conséquemment, de réduire le nombre d'échantillons récoltés lors d'une campagne de terrain limitée, telle que celle menée dans le cadre de la présente étude.

Par ailleurs, les cernes de croissance des feuillues sont beaucoup moins visibles que ceux des conifères. Cette caractéristique fait en sorte qu'il est plus difficile de bien différencier chacun des cernes, et donc de rendre compte de l'âge exact de l'arbre. Pour cette raison, les séquences de bois de tension suscitant des doutes ont été rejetées en partie ou en totalité lors de l'analyse en laboratoire. Afin de contrer les effets de ces pertes, le décompte des cernes de chaque échantillon a été effectué de l'extérieur de l'arbre vers le cœur, jusqu'à ce qu'il devienne impossible de certifier leur singularité, le cas échéant. Bien que cette méthode ait été employée dans l'optique de s'assurer de la validité des séquences employées, il importe de préciser que dans chacun des cas où un rejet a dû être envisagé, l'âge de l'arbre concerné a été déterminé à partir de la séquence valide, pour ainsi devenir une valeur minimale. Il est bien évident que cette pratique a pu générer des impacts considérables sur la portée des séquences temporelles disponibles, certains arbres ayant été étiquetés plus jeunes qu'il ne l'étaient en réalité. Le décompte du nombre d'arbres vivants lors de chacune des années de la chronologie employée ayant été fait en ce sens, il est probable que certaines années antérieures aux séquences temporelles estimées valides (i.e. années avec nombre d'arbres vivants ≥ 10) aient été écartées à tort et que par conséquent, certains événements significatifs plus anciens aient été ignorés.

4.2.3.2 Taille minimale de la distribution

Que ce soit au niveau de la standardisation de la méthode ou encore de la représentativité des résultats, il est communément avancé que toute étude dendrochronologique pertinente doit s'appuyer sur un nombre d'échantillons permettant de maximiser la validité des résultats obtenus. Cependant, aucun consensus ne semble actuellement exister quant au nombre minimum d'arbres suffisant à réduire autant que possible toute forme d'incertitude liée à cet aspect. En comparant les résultats d'une campagne d'échantillonnage aux archives historiques régionales disponibles, certains ont tenté de remédier à la situation en identifiant les standards méthodologiques susceptibles de permettre l'obtention d'un taux de reconstitution évènementiel maximal et statistiquement

acceptable (Corona *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2013). Entre autres choses, ces travaux ont démontré que malgré un nombre élevé d'échantillons, il demeure difficile, voire impossible dans certains cas, de réussir à identifier 100 % des événements survenus sur un site donné par l'entremise de l'approche dendrochronologique. Cette limite de la méthode est notamment reliée au fait que tous les processus géomorphologiques ne sont pas systématiquement enregistrés par les cernes de croissance des arbres. En effet, l'enregistrement peut être limité par une trop faible intensité des événements ou encore, par la probabilité qu'un aléa de plus forte intensité ait entraîné la disparition des archives écologiques, empêchant du même coup l'enregistrement d'événements subséquents jusqu'au retour à l'équilibre de l'écosystème forestier. Ainsi, même s'il est manifeste que le taux d'événements restituables est susceptible d'augmenter avec le nombre d'individus échantillonnés, les fréquences d'occurrence obtenues demeurent minimales (Butler et Sawyer, 2008; Ouellet, 2010; Corona *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2013). Il semblerait donc que les avantages associés à l'utilisation d'un grand nombre d'individus se situent davantage au niveau du taux d'événements retracés, qu'au niveau de la plausibilité des résultats. De ce fait, à défaut d'être optimales, les conclusions issues de la présente étude n'en demeurent pas moins valables.

Par ailleurs, certains avancent que la présence de cinq à six arbres vivants lors d'une année donnée est suffisante pour permettre la validation des résultats obtenus (Boucher *et al.*, 2003; Stoffel et Bollshweiler, 2008). D'autres croient plutôt que la présence d'un minimum de dix arbres vivants est nécessaire afin d'assurer la représentativité des résultats et ainsi éviter une surestimation des événements causés par une trop faible quantité d'individus (Germain *et al.*, 2009; Ouellet, 2010; Ouellet et Germain, 2014). Malgré le fait que cette proposition ait été adoptée lors de la présente étude afin de limiter les sources de biais possibles, il importe de souligner qu'en raison d'un nombre d'arbres vivants inférieur à dix, certaines années ayant enregistrées des TR équivalents ou supérieurs aux seuils critiques établis ont dû être écartées lors de l'évaluation de l'activité géomorphologique des couloirs RN1 et RN3. Dans le couloir RN1, quatre années (i.e. 1965, 1968, 1973, 1981) présentant des TR supérieurs au seuil critique de 25 % ont dû être éliminées de la distribution de valeurs extrêmes en raison de la présence d'un seul arbre endommagé sur un total de trois arbres vivants (TR = 33 %) (voir fig. 3.22). Quant au couloir RN3 (seuil critique = 32 %), l'année 1986 a dû être ignorée malgré un TR de 83,3 % attribuable à la présence de cinq arbres

endommagés sur six arbres vivants, tandis que l'année 1991 a été mise de côté nonobstant un TR de 44,4 % imputable à la présence de quatre arbres endommagés sur neuf arbres vivants. Dans l'éventualité où ces années auraient été considérées au même titre que les autres, il est intéressant de constater que leur intégration à la chronologie n'aurait eu que très peu d'impacts sur les périodes de retour obtenues. En effet, il apparaît qu'une telle opération ferait passer les périodes de retour calculées de 5 à 5,2 ans dans le couloir RN1 et de 4,75 à 4,3 ans dans le couloir RN3, laissant ainsi croire que des événements significatifs pourraient réellement être survenus lors de ces années.

4.2.3.3 Choix des seuils critiques et pondération des taux de réponse

Bien que l'identification du TR minimal à partir duquel une année peut être considérée comme une valeur extrême de sa distribution représente une étape importante de l'approche dendrogéomorphologique, il appert qu'encore à ce jour, plusieurs écoles de pensées subsistent à cet égard. Certains sont d'avis qu'un seuil fixé à 10 % peut suffire à garantir la fiabilité des résultats (Larocque *et al.*, 2001; Dubé *et al.*, 2004; Reardon *et al.*, 2008; Germain *et al.*, 2009; Corona *et al.*, 2010). À l'opposé, d'autres avancent qu'un tel seuil est beaucoup trop généreux, particulièrement lorsque la taille de l'échantillon est faible et que l'historique local des mouvements gravitaires n'est pas connue (Butler et Sawyer, 2008). Dans un cas comme celui-ci, il est suggéré qu'un seuil critique de 40 % soit utilisé afin de garantir des résultats statistiquement viables (Butler et Malanson, 1985; Butler *et al.*, 1987; Bryant *et al.*, 1989). Lorsque des archives historiques sont disponibles, mais que le nombre d'échantillons demeure faible, ce seuil peut être abaissé à 20 % afin de compléter les chronologies événementielles établies grâce aux anomalies de croissance recensées (Butler et Sawyer, 2008).

Certains auteurs proposent quant à eux une approche basée sur l'ajustement du seuil critique à la taille de l'échantillon (Ouellet, 2010; Corona *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2013; Ouellet et Germain, 2014). De ceux-là, quelques-uns croient que plus la taille de la population est importante, moins le seuil critique se doit d'être élevé. Bien qu'appuyée sur les mêmes fondements que les études précédentes, cette méthode a pour avantage d'associer un seuil précis à un nombre d'arbres donné. Ainsi, selon cette approche, un seuil critique de 15 % serait suffisant pour une distribution de moins de 20 arbres (Corona *et al.*, 2012), soit

beaucoup moins que les 40 % initialement proposés pour les groupes d'échantillons de petite taille. L'adoption d'un tel seuil peut s'avérer avantageuse du fait qu'en plus d'être ajusté à la taille de la distribution, il permet de minimiser l'exclusion des événements de plus faible intensité. Toutefois, celui-ci étant également susceptible de varier en fonction de la nature du processus étudié (Corona *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2013), l'approche proposée par Ouellet et Germain (2014) s'est avérée un choix plus approprié. En effet, en plus de considérer la distribution statistique des valeurs extrêmes des TR obtenus pour l'élaboration d'un seuil correspondant à la réalité de chaque couloir, cette méthode a l'avantage de pouvoir être appliquée aux processus géomorphologiques de toutes natures, permettant ainsi de limiter les contraintes associées à l'investigation de couloirs multiprocessus.

4.3 Influences climatiques et déclencheurs météorologiques

Une fois la nature des mouvements gravitaires actifs connue et la chronologie événementielle récente établie, il semble désormais possible de tenter d'isoler les paramètres météorologiques les plus susceptibles de contrôler l'activité géomorphologique des couloirs de Roche Noire. Pour ce faire, les conditions de déclenchement des mouvements gravitaires ciblés et les archives climatiques régionales disponibles (*voir* sect. 2.4.2.1) deviennent des éléments clés, ceux-ci permettant de cibler les fenêtres temporelles au cours desquelles leur initiation aurait pu survenir lors de chacune des années événementielles identifiées (*voir* sect. 3.3.3). Une fois cet exercice complété, il devient intéressant d'analyser les différents scénarios plausibles afin de dresser un portrait plus affiné des conditions météorologiques qui, année après année, semblent régir l'activité géomorphologique du secteur.

4.3.1 Analyse des archives climatiques et mouvements gravitaires associés

4.3.1.1 Couloir RN1

Bien que des interrogations persistent quant à la présence de cicatrices de décrochement en amont du versant (*voir* sect. 4.1.1), la nature des mouvements gravitaires qui contrôle l'activité géomorphologique du couloir RN1 a été interprétée comme étant principalement avalancheuse. Il est toutefois difficile d'identifier les particularités propres des masses de neige qui ont affecté le couloir à l'aide d'une simple analyse morphologique du paysage. C'est donc ici que la discrétisation des scénarios climatiques isolés lors de chacune

des années évènementielles peut s'avérer d'une grande utilité (*voir* sect. 3.3.3), celle-ci permettant notamment de caractériser les évènements potentiels à l'aide des données météorologiques associées.

4.3.1.1.1 Année 2001

Dans le couloir RN1, l'AE 2001 a généré un TR de 25 %, valeur qui, au regard du tableau 4.3, correspondrait à un évènement de faible intensité. Au cours de cette année, quatre fenêtres climatiques différentes ont été retenues (*voir* tabl. 3.11), mais selon les données disponibles, des conditions météorologiques susceptibles d'avoir favorisé l'activité avalancheuse n'ont été observées qu'au mois de janvier (ENH - classe 3, *voir* tabl. 2.4). Cependant, les quantités extrêmes de précipitations totales reçues au cours du mois de novembre 2000 (\geq moy. + 2 ET) jumelées à un indicateur de chutes de neige fréquentes laissent croire que des conditions propices aux avalanches (ANS et ENH) ont probablement été réunies au cours des deux premières semaines du mois. En l'absence de données quotidiennes portant sur les quantités exactes de neige reçues et accumulées au sol pendant cette séquence, il demeure néanmoins difficile de s'avancer davantage à ce propos.

4.3.1.1.2 Année 2004

Au cours de l'année 2004, un TR de 31,3 % a été obtenu dans le couloir RN1 ce qui, en vertu du tableau 4.3, correspondrait à un évènement d'intensité modérée. Plusieurs fenêtres temporelles ont été retenues lors de cette année (*voir* tabl. 3.14), le mois de janvier retenant particulièrement l'attention en raison de précipitations totales outrepassant la moyenne mensuelle de plus de deux ET (*voir* tabl. 3.4). Bien que les plus grandes quantités aient été reçues du 10 au 13 janvier sous forme de pluie (230 mm), la nature avalancheuse du couloir laisse croire que ce sont les conditions des 17 et 18 janvier qui devraient plutôt être considérées. Lors de cette période de 48 heures, des quantités de neige (45 cm) quinquennales (*voir* tabl. 3.22) sont susceptibles d'avoir provoqué le déclenchement d'une ANS de classe 1 (*voir* tabl. 2.3), particulièrement en vertu des 35 cm reçus au cours des 24 premières heures.

4.3.1.1.3

Année 2007

L'année 2007 est marquée d'un TR de 56,3 %, valeur qui, au regard du tableau 4.3, correspond à un mouvement gravitaire de forte intensité. Selon le tableau 3.16, il semble que deux fenêtres climatiques soient susceptibles d'avoir favorisé l'occurrence d'un évènement de cette ampleur, c'est-à-dire la période de transition entre les mois de février et mars, ainsi que la séquence des 19 et 20 mars. Toutefois, il semble que ce soit au cours de la première période que les conditions météorologiques aient été les plus favorables à l'initiation d'une avalanche de forte intensité. Marqué de précipitations totales supérieures de plus de deux ET à la moyenne (*voir* tabl. 3.4) ayant d'ailleurs généré une activité avalancheuse dans la vallée voisine (*voir* tabl. 1.4), le mois de février a enregistré d'importantes accumulations de neige au sol. Une remontée des températures jumelée à des précipitations liquides extrêmes cumulées de 158 mm a toutefois entraîné la fonte complète du couvert nival lors des 1^{er} et 2 mars, conditions favorables à l'occurrence d'ENH de classe 3. Étant donné les importantes quantités de pluie impliquées et la rapidité avec laquelle la neige semble avoir disparu, il ne serait pas étonnant que des coulées de neige liquéfiée aient pu survenir lors de cette séquence.

4.3.1.1.4

Année 2009

Le TR de 43,9 % obtenu pour l'année 2009 correspond à un évènement d'intensité modérée (tabl. 4.3). Bien que plusieurs scénarios aient été retenus lors de cette année (*voir* tabl. 3.18), c'est au mois de janvier que les conditions semblent avoir été les plus favorables à l'activité avalancheuse. Avec des accumulations au sol atteignant déjà plus de 70 cm, des chutes de neige totalisant 129 cm se sont abattues sur le secteur entre les 19 et 27 janvier, dont 55 cm au cours de la seule journée du 25. Pouvant être qualifiée d'extrême, une telle quantité de neige dont la période de retour a par ailleurs été calculée à 20 ans (*voir* tabl. 3.22), est susceptible d'y avoir favorisé l'initiation d'une ANS de classe 1.

4.3.1.1.5

Année 2011

Au cours de l'année 2011, un signal de 25 % a été enregistré dans le couloir RN1, celui-ci correspondant à un évènement de faible intensité (tabl. 4.3). Il est ici intéressant de constater que les seuls scénarios météorologiques susceptibles d'avoir entraîné le déclenchement d'avalanches ont été observés à la fin de l'automne 2010 (*voir* tabl. 3.20).

Malgré le fait que la mi-novembre ait été marquée d'un évènement connu (*voir* tabl. 1.4), c'est plutôt quelques semaines plus tard que les conditions météorologiques les plus favorables à l'activité avalancheuse ont été répertoriées. Lors de cette période chevauchant la fin du mois de novembre et le début du mois décembre, des conditions susceptibles d'avoir entraîné l'initiation d'ANS de classes 2 et 3 et d'ENH de classe 3 ont en effet été observées (i.e. précip. solides \geq moy. + 2 ET). La dernière séquence répertoriée semble d'ailleurs avoir été particulièrement intense, des précipitations liquides de 102 mm en 48 heures ayant entraîné la fonte brutale d'un couvert nival de 75 cm d'épaisseur.

4.3.1.2 Couloir RN2

L'analyse des différents scénarios climatiques retenus dans le couloir RN2 s'est probablement avérée la plus complexe de toutes, ce couloir étant caractérisé d'une dynamique géomorphologique multiprocessus (*voir* sect. 4.1.2). Bien que certains indicateurs géomorphologiques suggèrent une activité avalancheuse érosive aux influences non négligeables, la présence d'un chenal torrentiel et d'un écoulement perpétuel laisse cependant présager une prédominance des EHSS. Dans une telle situation, il s'avère que le facteur saisonnier joue un rôle négligeable dans le processus de discrimination des fenêtres météorologiques favorables, l'activité géomorphologique de ce couloir étant susceptible de survenir sur une base annuelle. De ce fait, une attention particulière doit être accordée à d'autres aspects, tels que la nature des précipitations, les quantités reçues par évènements, ainsi que les accumulations à long terme.

4.3.1.2.1 Année 1987

En 1987, le TR obtenu dans le couloir RN2 a été de 18,2 %, valeur correspondant à un évènement de faible intensité (fig. 4.3). En raison de l'identification de fenêtres temporelles ayant présenté des conditions propices à l'occurrence de tous les mouvements gravitaires ciblés (*voir* tabl. 3.9), l'année 1987 illustre bien les difficultés associées à cet exercice. En vertu des caractéristiques morphologiques du couloir, les fenêtres météorologiques favorables aux ANS ont tout d'abord été écartées. Les scénarios susceptibles de permettre l'initiation de coulées de neige liquéfiée et/ou d'avalanches de neige humide (i.e. ENH) ont toutefois été considérés avec grand intérêt (i.e. 23 nov. et 16 déc. 1986, 18 au

29 mars), le couloir RN2 étant connu pour sa propension à de tels processus géomorphologiques. Malgré tout, c'est en juillet que les conditions les plus favorables à l'activité géomorphologique du couloir ont été observées. Lors de cette période, des quantités de pluies mensuelles extrêmes (\geq moy. + 2 ET) ont entraîné le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures cumulées établi à 280 mm (EHSS - classe 6) et par le fait même, une possible remontée de la nappe phréatique. En vertu d'une probable saturation en eau du substrat, il n'est pas exagéré de croire que les 126 mm de pluie reçus lors des 16 et 17 juillet - quantité avec une période de retour de 2 ans (*voir* tabl. 3.21) - aient pu entraîner l'initiation d'EHSS de classe 4.

4.3.1.2.2 Année 1998

Au cours de l'année 1998, un TR affleurant les 18 % a été obtenu dans le couloir, valeur associée à un événement de faible intensité (fig. 4.3). À l'instar de 1987, plusieurs scénarios climatiques pourraient être évoqués afin d'y expliquer l'activité géomorphologique enregistrée (*voir* tabl. 3.10). Les précipitations totales mensuelles extrêmes des mois d'avril et de septembre (i.e. \geq moy. + 2 ET) apparaissent toutefois comme les facteurs de déclenchement les plus probables. Dans le premier cas, il ne semble pas exagéré de croire que les 70 mm de pluie reçus au cours de la journée du 26 avril aient pu entraîner la déstabilisation du couvert nival et de ce fait, l'initiation d'un ENH de classe 1 ou 2. Toutefois, en raison de la nature torrentielle du couloir, il semble que ce sont les précipitations extrêmes qui ont ponctué la fin du mois de septembre qui devraient être retenues. Lors de cette séquence où le seuil critique de précipitations antérieures a été dépassé à deux reprises, les pluies abondantes qui se sont abattues sur le secteur sont susceptibles d'avoir entraîné l'initiation d'EHSS de classes 4 et 6 à la suite de deux épisodes distincts de 115 mm de pluie en 48 heures.

4.3.1.2.3 Année 2002

Les arbres échantillonnés ont présenté un TR de 38,9 % au cours de l'année 2002, valeur associée à un événement d'intensité moyenne (*voir* tabl. 4.3). Malgré des totaux de précipitations modestes (*voir* sect. 3.3.3.4), quelques scénarios météorologiques sont à même d'avoir entraîné l'occurrence de mouvements gravitaires dans ce secteur du versant

(voir tabl. 3.12). De ceux-ci, la période couvrant la fin du mois de février et le début du mois de mars semble avoir été la plus favorable. Lors de cette séquence, les critères nécessaires à l'initiation d'ANS de classe 2 ont été satisfaits à plusieurs reprises, au même titre que les conditions susceptibles d'entraîner le déclenchement d'ENH de classes 1 et 2. La forte fréquence des CGD quotidiens et la nature mixte des précipitations enregistrées laissent cependant croire qu'un ENH soit le processus le plus susceptible d'être survenu.

4.3.1.2.4 Année 2003

Au cours de l'année 2003, le TR obtenu a atteint 55,6 %, valeur correspondant à un évènement de forte intensité (fig. 4.3). Malgré des accumulations de précipitations mensuelles et annuelles généralement sous la moyenne, plusieurs épisodes météorologiques apparaissent susceptibles d'avoir entraîné l'activation du chenal RN2 (voir tabl. 3.13). En raison de précipitations de plus de 70 mm en 24 heures (EHSS - classe 4) qui ont entraîné le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures cumulées (EHSS - classe 6), c'est toutefois à la fin du mois d'octobre que les conditions ont semblé les plus favorables. Par ailleurs, il importe de faire mention des conditions enregistrées le 21 janvier, où des chutes de neige extrêmes de 35 cm en 24 heures auraient pu entraîner l'initiation d'ANS de classe 1 sur le versant, laissant ainsi envisager que les arbres du couloir RN2 aient pu en subir les impacts sans que le chenal ne soit véritablement affecté. Finalement, il serait imprudent d'ignorer le fait qu'une avalanche de neige ayant causé la mort soit survenue dans le secteur voisin de la Brèche de Rolland lors de la journée du 22 février, fenêtre temporelle qui, soit dit en passant, a également été retenue pour l'AE 2003.

4.3.1.2.5 Année 2004

L'année 2004 a été ponctuée de plusieurs épisodes météorologiques susceptibles d'entraîner l'occurrence de mouvements gravitaires (voir tabl. 3.14). Le signal enregistré par les arbres du couloir est de 27,8 %, valeur correspondant à un évènement de faible intensité (fig. 4.3). À l'instar du couloir RN1, il semble que ce soit lors du mois de janvier que les conditions météorologiques aient été les plus favorables à l'activité géomorphologique du chenal (i.e. précip. totales \geq moy. + 2 ET) (voir sect. 4.3.1.1.2). Toutefois, en raison de la nature différente des processus susceptibles d'y survenir, les perturbations observées sont

susceptibles d'avoir été engendrées sous différentes conditions météorologiques, et donc au cours de séquences distinctes. À cet égard, les 129 mm reçus lors de la journée du 12 janvier - quantité avec une période de retour de 20 ans (*voir* tabl. 3.21) - pourraient avoir provoqué la liquéfaction brutale du manteau neigeux alors en place, favorisant du même coup l'initiation de coulées de neige liquéfiée (ENH - classe 3), voire même d'EHSS de classe 2. En consultant le tableau 1.4, il est d'ailleurs possible de constater que la commune de Lavigerie a été frappée de coulées de boue et d'inondations les 12 et 13 janvier ce qui, sans confirmer l'occurrence des mouvements gravitaires précédemment décrits, atteste à tout le moins du potentiel catastrophique des conditions météorologiques locales qui ont marqué cette période.

4.3.1.2.6 Année 2006

Au cours de l'année 2006, un TR de 33,3 % a été enregistré par les arbres échantillonnés aux abords du chenal RN2, valeur associée à un événement de faible intensité (fig. 4.3). Bien que plusieurs fenêtres météorologiques favorables aux mouvements gravitaires aient encore une fois été isolées (*voir* tabl. 3.15), la période de transition entre les mois de novembre et décembre 2005 semble avoir été la plus propice (i.e. précip. solides mensuelles \geq moy. + 2 ET). Lors de cette séquence au cours de laquelle 200 mm de précipitations mixtes ont été reçus en l'espace de deux semaines, l'instabilité thermique et l'abondance de la neige au sol ont généré des conditions propices aux ENH de classe 3, notamment lors d'un épisode de fonte intense (1^{er} décembre 2005) survenu suite à des chutes de neige cumulées de 75 cm. Il importe également de faire mention de la journée du 8 décembre où, avec un couvert nival instable de près d'un mètre d'épaisseur, des chutes de neige de 15 cm jumelées à des températures quasi printanières ont provoqué le déclenchement d'une avalanche de neige humide meurtrière sur les pentes du Lioran (*voir* tabl. 1.4). Pour cette raison, la probabilité qu'un ENH soit survenu sur les flancs du Peyre-Arse lors de cette même journée ne doit pas être minimisée.

4.3.1.2.7 Année 2008

Un TR de 38,9 % a été obtenu pour l'année 2008, valeur appartenant à la catégorie des événements d'intensité modérée (tabl. 4.3). Bien que plusieurs scénarios climatiques

répertoriés lors de cette année aient pu entraîner l'initiation de mouvements gravitaires dans le secteur (*voir* tabl. 3.17), c'est au cours du mois de mars que les conditions les plus intenses et les plus instables ont été observées (*voir* sect. 3.3.3.9). Pendant cette séquence marquée de précipitations solides mensuelles extrêmes (i.e. \geq moy. + 2 ET), la journée du 11 mars a été ponctuée de chutes de neige de 40 cm en 24 heures (ANS – classe 1), celles-ci générant la mise en place d'un couvert nival de plus de 60 cm. Dans les jours suivants, une hausse importante des températures a entraîné la disparition de la quasi-totalité des accumulations de neige au sol, ouvrant ainsi la porte au déclenchement d'ENH de classes 1 et 2. Des conditions encore plus favorables aux ENH ont par ailleurs également été enregistrées la journée du 31 mars, où une remontée des températures accompagnée de précipitations liquides a provoqué la fonte brutale des 60 cm de neige au sol en moins de 24 heures.

4.3.1.2.8

Année 2010

Avec un TR de 27,8 %, l'année 2010 semble avoir été affectée par un évènement de faible intensité (tabl. 4.3). Encore une fois, plusieurs scénarios peuvent être soulevés afin d'expliquer l'activité géomorphologique enregistrée dans ce couloir (*voir* tabl. 3.9). Or, c'est au début du mois de novembre 2009 que les conditions les plus favorables ont été observées. À ce moment, des précipitations extrêmes cumulées de plus de 175 mm se sont abattues sur le secteur en moins de 72 heures (EHSS - classe 5), entraînant le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures cumulées deux semaines durant (EHSS - classe 6). Au cours de cette séquence, les conditions observées lors des 3 et 4 novembre semblent avoir été les plus favorables au déclenchement d'un EHSS, 145 mm de pluie ayant alors affligé un sol déjà saturé en eau. Enfin, malgré le caractère extrême de ces conditions météorologiques particulières et le fait que celles-ci cadrent bien avec la nature des processus ciblés dans ce couloir, il importe de ne pas ignorer les conditions météorologiques qui ont mené aux évènements tragiques du 4 février. Lors de cette journée ponctuée de plus de 20 cm de neige en 24 heures (ANS - classe 2), des conditions instables jumelées à la présence humaine ont alors entraîné le déclenchement d'une avalanche meurtrière dans ce secteur du Peyre-Arse.

4.3.1.2.9

Année 2011

L'année 2011 est caractérisée d'un TR de 55,6 %, valeur associée à un évènement de forte intensité (tabl. 4.3). La période d'occurrence de l'évènement à l'origine de ces perturbations étant déjà connue (i.e. novembre 2010, *voir* tabl. 1.4), il devient plus aisé d'identifier les conditions météorologiques lui étant associées et de déterminer la nature du processus géomorphologique impliqué. Plus précisément, c'est au cours de la séquence du 7 au 14 novembre que ces évènements sont survenus. Bien que les circonstances exactes de cet épisode intense demeurent inconnues, des conditions météorologiques très instables marquées de précipitations importantes (i.e. précip. solides \geq moy. + 2 ET et précip. totales \geq moy. + 1 ET) permettent d'envisager qu'un ENH (classe 3) et/ou un EHSS (classes 4 et 6) y soient survenus. Par ailleurs, il importe de mentionner qu'une attention plus particulière sera accordée à cet évènement complexe à la section 4.4.2.

4.3.1.3

Couloir RN3

Suite à l'analyse des résultats provenant de la caractérisation morphologique du terrain d'étude, il semble raisonnable d'affirmer que l'activité géomorphologique du couloir RN3 est étroitement reliée à celle de RN1 (*voir* sect. 4.1.1) et par conséquent, à l'activité avalancheuse. Des évidences traduisant une force érosive légèrement plus marquée, ainsi que le fait que les TR obtenus ne surpassent pas toujours les seuils critiques lors des mêmes années laissent également croire à une activité géomorphologique singulière. Fait intéressant, il apparaît que toutes les AE identifiées dans le couloir RN3 ont également été recensées dans le couloir RN2, soulevant ainsi de nouvelles interrogations quant à la dynamique géomorphologique de ce couloir et du versant en général. À cet égard, la consultation des scénarios météorologiques répertoriés lors des AE concernées peut s'avérer un bon outil afin de déterminer si des parallèles peuvent réellement être effectués à travers le fonctionnement des deux couloirs.

4.3.1.3.1

Année 2004

L'année 2004 apparaît désormais particulière du fait que l'ensemble des couloirs y a enregistré des TR supérieurs à leurs seuils critiques respectifs. En ce qui a trait au couloir RN3, la valeur de 58,3 % obtenue correspond à un évènement de forte intensité

(tabl. 4.3), en plus de représenter la valeur maximale enregistrée sur le versant. En consultant les scénarios jusqu'ici associés aux autres couloirs, il apparaît rapidement que le mois de janvier, avec ses précipitations totales équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET, puisse également être considéré afin d'expliquer les causes de l'activité géomorphologique enregistrée dans ce couloir. Il convient par le fait même de se questionner quant à la possibilité qu'un seul et même évènement soit responsable de l'ensemble des signaux enregistrés sur le versant. À l'inverse, comme les conditions de déclenchement de tous les processus ciblés ont été recensées lors de cette période (*voir* tabl. 3.14), il convient de ne pas complètement écarter la possibilité que des évènements distincts soient à l'origine de ces perturbations. Pour cette raison et du fait de la position centrale du couloir RN3 par rapport aux autres, il semble que l'ENH de classe 3 potentiellement survenu au cours de la période du 10 au 13 janvier et l'ANS de classe 1 présumée lors de la séquence des 17 et 18 janvier représentent les scénarios les plus plausibles.

4.3.1.3.2 Année 2006

À l'instar du couloir RN2, le TR obtenu pour l'année 2006 (41,7 %) correspond à un évènement de faible intensité (tabl. 4.3). En consultant le tableau 3.15, il apparaît tout d'abord que des conditions météorologiques favorables au déclenchement d'ANS et d'ENH ont été répertoriées lors de chacun des mois compris entre novembre 2005 et mars 2006. De ce fait, il devient plus ardu de proposer un diagnostic avec confiance. Il semble néanmoins que la forte instabilité thermique et l'abondance des précipitations mixtes qui ont marqué la période de transition entre les mois de novembre et décembre 2005 puissent avoir été favorables à l'activité avalancheuse. À cet égard, la possibilité qu'un ENH de classe 3 ait pu affecter les couloirs RN2 et RN3 de façon simultanée ne doit pas être écartée. Le potentiel avalancheux de cette période est d'ailleurs confirmé par les évènements survenus à la station du Lioran au cours de la journée du 8 décembre (*voir* tabl. 1.4).

4.3.1.3.3 Année 2010

En raison d'un TR de 41,7 %, l'année 2010 peut être associée à un évènement de faible intensité, au même titre que le couloir RN2 (tabl. 4.3). Encore une fois, plusieurs scénarios météorologiques favorables à l'activité avalancheuse ont été répertoriés au cours de

cette AE (*voir* tabl. 3.19). Les évènements du 4 février (*voir* tabl. 1.4) témoignent toutefois des conditions météorologiques les plus favorables, laissant envisager que le couloir RN3 ait également pu entrer en activité au cours de cette même séquence. En raison des 45 cm de neige qui se sont abattus sur la région en l'espace de 48 heures, il est en effet possible qu'une ANS de classe 3 soit survenue.

4.3.1.3.4 Année 2011

Évoqué à maintes reprises dans le présent travail, un évènement de forte intensité a été répertorié dans le secteur de Roche Noire au cours du mois de novembre 2010 (*voir* tabl. 1.4). Cet évènement se reflète notamment à travers des dépassements de seuil critique systématiques pour l'ensemble des couloirs investigués. Dans le cas de RN3, le TR obtenu est de 41,7 %, valeur associée à un évènement de faible intensité (tabl. 4.3). Il serait aisé de supposer que l'activité géomorphologique enregistrée aux abords de ce couloir est survenue lors de cette période (i.e. du 7 au 14 novembre), mais il importe également de concéder que les conditions météorologiques observées quelques semaines plus tard sont encore plus susceptibles d'avoir entraîné l'occurrence d'avalanches dans le secteur (*voir* tabl. 3.20). En fait, si l'on considère la nature avalancheuse du couloir RN3, il semble plus probable qu'à l'instar du couloir RN1, les conditions météorologiques de la fin du mois soient responsables des perturbations enregistrées, constat impliquant dès lors l'attribution de cette activité géomorphologique à un ENH de classe 3.

4.3.2 Scénarios climatiques favorables à l'activité géomorphologique

Au regard des fenêtres temporelles précédemment identifiées, il apparaît maintenant possible de porter un regard plus éclairé sur les facteurs météorologiques les plus susceptibles de contrôler l'activité géomorphologique sur le versant. À l'aide d'une analyse plus poussée, les différents contextes météorologiques mis de l'avant ont permis de dégager cinq scénarios, lesquels sont présentés ici.

4.3.2.1 Scénario 1 : précipitations mensuelles supérieures à la moyenne + 2 ET

Il apparaît que 72 % des fenêtres temporelles ciblées afin d'expliquer l'activité géomorphologique sur le versant se retrouvent au cœur de périodes qui ont enregistré des

précipitations mensuelles équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET. Dans le couloir RN1, les mois de novembre 2000 (AE - 2001), de janvier 2004 et de février 2007 ont tous reçu de telles quantités de précipitations totales, tandis que les totaux du mois de novembre 2010 (AE - 2011) sont tombés sous forme solide. Même constat en ce qui a trait au couloir RN2, où des précipitations totales mensuelles équivalentes ou supérieures à la moyenne plus 2 ET ont été observées lors des mois de juillet 1987, de septembre 1998 et de janvier 2004, ainsi que sous forme solide au cours des mois de novembre 2005 (AE - 2006), mars 2008 et novembre 2010 (AE - 2011). En ce qui a trait au couloir RN3, les accumulations mensuelles de précipitations totales ont dépassé la moyenne de plus de 2 ET en janvier 2004, scénario s'étant répété sous forme de neige lors des mois de novembre 2005 (AE - 2006) et 2010 (AE - 2011).

4.3.2.2 Scénario 2 : épisode quotidien de précipitations extrêmes

Ce deuxième scénario apparaît d'autant plus important que des quantités de précipitations extrêmes (i.e. \geq moy. + 2 ET) ont été observées à travers 100 % des fenêtres temporelles retenues, tous couloirs confondus. Dans le couloir RN1, des chutes de neige extrêmes de classe 1 ont été observées lors des mois de janvier 2004 et 2009, tandis que des chutes de neige abondantes de classes 2 et 3 ont été reçues lors des mois de mars 2007 et de novembre 2010 (AE - 2011). Des précipitations totales extrêmes considérées suffisantes au déclenchement d'EHSS de classes 4 et 5, mais vraisemblablement survenues sous forme de neige, ont également été répertoriées au cours du mois de novembre 2000 (AE - 2001). Dans le couloir RN2, des précipitations totales extrêmes propices au déclenchement d'EHSS de classes diverses ont été reçues lors des mois de janvier 2004 (classes 2, 4 et 5), de juillet 1987, de septembre 1998, d'octobre 2003 (classe 4), de novembre 2009 (AE - 2010) (classe 5), ainsi que de novembre 2010 (AE - 2011) (classes 4 et 5). De plus, des quantités extrêmes de précipitations solides estimées suffisantes au déclenchement d'ANS ont été répertoriées lors des mois de mars 2008 (classe 1), de février et mars 2002, de janvier 2004, de novembre 2010 (AE - 2011) (classe 2), ainsi que de novembre et décembre 2005 (AE - 2006) (classes 2 et 3). Enfin, dans le couloir RN3, des quantités de précipitations totales favorables à l'initiation d'EHSS ont été observées lors du mois de janvier 2004 (classes 2, 4 et 5), tandis que des quantités de neige extrêmes permettant l'initiation d'ANS

ont été enregistrées lors des mois de janvier 2004 (classes 1 et 2), de novembre et de décembre 2005 (AE - 2006) (classes 2 et 3), de février 2010 (classe 3), ainsi que de novembre 2010 (AE - 2011) (classes 2 et 3).

4.3.2.3 Scénario 3 : épisode de pluie sur neige et inversions thermiques

Amalgame de précipitations liquides et/ou mixtes s'abattant sur un couvert nival sous l'influence de températures quotidiennes oscillant de part et d'autre du point de congélation, ce troisième scénario a été répertorié dans un peu plus de 60 % des fenêtres temporelles retenues, et se veut le reflet d'épisodes météorologiques instables correspondant en tout point aux critères nécessaires à l'initiation d'ENH de classes 2 et 3. Dans le couloir RN1, des conditions météorologiques favorables au déclenchement d'événements de classe 3 ont été répertoriées lors des mois de novembre 2000 (AE - 2001), de février 2007 et de novembre 2010 (AE - 2011). Du côté de RN2, des circonstances propices aux ENH de classe 2 ont été observées au cours des mois de février et mars 2002, ainsi que mars 2008, tandis que des conditions favorables aux ENH de classe 3 ont été observées lors des mois de janvier 2004, décembre 2005 (AE - 2006) et novembre 2010 (AE - 2011). Pour ce qui est du couloir RN3, l'ensemble des critères nécessaires au déclenchement d'ENH de classe 3 a été répertorié lors des mois de janvier 2004, novembre et décembre 2005 (AE - 2006), ainsi que novembre 2010 (AE - 2011).

4.3.2.4 Scénario 4 : épisode de fonte nivale rapide

Bien que n'ayant été observés que dans 5 % des AE identifiées, les épisodes de fonte nivale rapide ne doivent en aucun cas être négligés dans l'activité géomorphologique des couloirs de Roche Noire. Bien que ce type de scénario favorable à l'initiation d'ENH de classe 1 soit avant tout associé aux avalanches printanières, il demeure que ces conditions sont susceptibles d'être observées tout au long de la période hivernale, particulièrement dans un milieu montagnard exposé à des redoux hivernaux fréquents. De telles circonstances auraient d'ailleurs affecté le couloir RN2 au cours des mois de février et mars 2002.

4.3.2.5 Scénario 5 : cumul extrême de précipitations antérieures

Le dernier scénario retenu tient compte des séquences où les quantités de précipitations accumulées au cours de 28 jours consécutifs surpassent le seuil critique précédemment établi à 280 mm. De telles quantités de précipitations cumulées sont susceptibles de participer à la saturation en eau du substrat, situation excessivement favorable à la déstabilisation des versants et à l'initiation d'EHSS. Catégorisées en tant qu'EHSS de classe 6, de telles conditions ont été recensées dans 40 % des fenêtres retenues. Dans le couloir RN1, un contexte semblable n'a été observé qu'à une seule reprise, soit au mois de novembre 2010 (AE - 2011). La situation est tout autre dans le couloir RN2 où des cumuls extrêmes de précipitations antérieures ont accompagné plusieurs événements, soit ceux de juillet 1997, septembre 1998, octobre 2003, novembre 2009 (AE - 2010), ainsi que novembre 2010 (AE - 2011). Enfin, ce scénario a également été observé dans le couloir RN3 au cours de la période des événements de novembre 2010 (AE - 2011).

4.3.3 Contextes climatiques favorables aux mouvements gravitaires

La compilation et l'analyse des scénarios météorologiques recensés ont permis de dresser un portrait détaillé des conditions météorologiques qui contrôlent l'activité géomorphologique du versant et le tableau 4.4 en propose une synthèse. Une relation étroite se dessine entre les quantités de précipitations reçues à court et moyen termes et le potentiel d'activité géomorphologique d'un versant. De prime abord, il est possible de remarquer l'influence marquée des précipitations dans les trois couloirs investigués, la majeure partie des fenêtres temporelles retenues se trouvant au cœur de périodes marquées d'importantes accumulations de précipitations (i.e. scénarios 1 et 5) et/ou d'épisodes ponctuels de précipitations extrêmes (i.e. scénario 2). Les quantités de précipitations accumulées au cours des semaines précédant le déclenchement d'un événement semblent jouer un rôle prépondérant dans la prédisposition du versant aux mouvements gravitaires, notamment en exerçant un contrôle sur le niveau de la nappe phréatique, sur le taux de saturation des sols et/ou de la neige en eau, ou encore sur les quantités de neige accumulées au sol.

Tableau 4.4

Scénarios météorologiques observés à l'intérieur des fenêtres climatiques retenues pour chaque année événementielle (AE) identifiée, type et classe des aléas associés et intervalle de déclenchement estimé.

Couloir	AE	Scénarios météo.*					Type et classe d'aléa	Intervalle de déclenchement estimé
		1	2	3	4	5		
RN1	2001	X	X	X			ANS / ENH	Début novembre 2000
	2004	X	X				ANS cl. 1	17-18 janvier 2004
	2007	X	X	X			ENH cl. 3	Fin févr., début mars 2007
	2009		X				ANS cl. 1	Fin janvier 2009
	2011	X	X	X		X	ENH cl. 3	Fin novembre 2010
	Total	4	5	3	0	1	Dominance observée : ANS et ENH	
RN2	1987	X	X			X	EHSS cl. 4 et 6	16-17 juillet 1987
	1998	X	X			X	EHSS cl. 4 et 6	Fin septembre 1998
	2002		X	X	X		ENH cl. 1 et 2	Fin févr., début mars 2002
	2003		X			X	EHSS cl. 4 et 6	30-31 octobre 2003
	2004	X	X	X			ENH cl. 3	12-13 janvier 2004
	2006	X	X	X			ENH cl. 3	Fin nov., début déc. 2005
	2008	X	X	X			ENH cl. 2	Fin mars 2008
	2010		X			X	EHSS cl. 5 et 6	Début novembre 2009
	2011	X	X	X		X	EHSS / ENH	7-14 novembre 2010
	Total	6	9	5	1	5	Dominance observée : EHSS et ENH	
RN3	2004	X	X	X			ANS / ENH	Janvier 2004
	2006	X	X	X			ENH cl. 3	Fin nov., début déc. 2005
	2010		X				ANS cl. 3	4 février 2010
	2011	X	X	X		X	ENH cl. 3	Fin novembre 2010
	Total	3	4	3	0	1	Dominance observée : ENH et ANS	
Total versant		13	18	11	1	7		

*Scénarios météorologiques : 1- Précipitations mensuelles supérieures à la moyenne + 2 ET; 2- épisode quotidien de précipitations extrêmes; 3- épisode de pluie sur neige et d'inversion thermique; 4- épisode de fonte nivale rapide et; 5- cumul extrême de précipitations antérieures.

Parallèlement, les épisodes de précipitations extrêmes semblent agir tels des catalyseurs en raison des grandes quantités d'eau ou de neige qu'ils génèrent sur le secteur en peu de temps. Lorsque ces phénomènes se produisent, les quantités de précipitations reçues ont le potentiel d'excéder la capacité de drainage et/ou la force de traction du sol et d'entraîner leur déstabilisation et la propagation des matériaux mobilisables vers l'aval, le cas échéant. À cet égard, plus les quantités reçues au cours des semaines précédentes sont significatives,

moins les quantités ponctuelles nécessaires à l'initiation semblent devoir être importantes. Par exemple, lors de la période estivale où les précipitations sont d'ordinaire moins fréquentes, les quantités de pluie nécessaires au déclenchement d'un événement apparaissent supérieures à celles des épisodes automnaux et hivernaux qui, en raison de cumuls de précipitations antérieures plus marqués, sont à même de provoquer la déstabilisation du versant malgré de plus faibles quantités de précipitations. Il importe cependant de garder en tête qu'un épisode à fort volume est également susceptible de survenir suivant d'importantes accumulations de précipitations antérieures, laissant ainsi libre court à l'occurrence d'événements catastrophiques en toutes saisons.

Pour revenir aux accumulations de précipitations antérieures (i.e. scénarios 1 et 5), il importe de faire mention des avantages associés à l'utilisation du scénario 5. La prise en considération des quatre semaines (i.e. 28 jours) précédant l'occurrence d'un événement permet en effet d'éviter toute ambiguïté liée à la période d'accumulation réelle des précipitations, opération n'étant pas rendue possible lorsque seuls les totaux de précipitations mensuels sont utilisés. Des cumuls extrêmes de précipitations antérieures ont d'ailleurs été observés lors des quatre semaines précédant l'initiation présumée de tous les EHSS répertoriés, laissant ainsi envisager qu'un tel scénario puisse s'avérer être l'un des principaux déclencheurs météorologiques des processus hydrogéomorphologiques dans la Santoire. Il est également intéressant de constater que des cumuls extrêmes de précipitations antérieures ont été observés dans les semaines ayant précédé les événements de novembre 2010, soit à l'intérieur de fenêtres climatiques favorables aux ENH. Dans ce cas précis, il est permis de se demander si la saturation en eau de la neige n'aurait pas pu être provoquée par de fortes résurgences d'eau résultant d'une hausse de la nappe phréatique dans les souterrains karstiques du Peyre-Arse. Cela dit, il convient de préciser qu'au cours de la présente étude, ce type de scénario n'a été considéré que lors de la période estivale. Au regard des cumuls de précipitations antérieures observés lors de la période hivernale, il apparaît toutefois que ce paramètre aurait pu faire l'objet d'une plus grande attention. En effet, force est de constater que plusieurs fenêtres météorologiques retenues lors de cette période ont été affectées par des cumuls extrêmes de précipitations antérieures, dont un événement ayant été précédé d'accumulations supérieures à 560 mm en quatre semaines, quantité associée à une période de retour de plus de dix ans (*voir* tabl. 3.21).

Les épisodes de pluie sur neige et de forte instabilité thermique (i.e. scénario 3) apparaissent également comme des contextes météorologiques très influents dans le secteur de Roche Noire. À l'instar des deux premiers, ce scénario a été répertorié dans l'ensemble des couloirs, mais uniquement à l'intérieur de fenêtres météorologiques favorables aux ENH (tabl. 4.4). À priori, cette observation permet de supposer que ces conditions météorologiques sont responsables de l'initiation d'une grande part des ENH dans le secteur, d'autant plus que les épisodes de fonte nivale rapide (i.e. scénario 4) n'y ont que très rarement été observés. Par ailleurs, le fait que les épisodes de pluie sur neige semblent jouer un rôle important dans la dynamique avalancheuse de la vallée s'ajoute aux nombreuses études faisant état de conclusions semblables à travers divers environnements montagnards du globe, soulignant encore davantage l'efficacité géomorphologique de ces phénomènes météorologiques (Nyberg, 1989; Hestnes *et al.*, 1994; Bertran et Jomelli, 2004; Germain *et al.*, 2009; Eckerstorfer et Christiansen, 2012). Aussi, bien qu'un seul épisode de fonte nivale rapide n'ait été recensé (tabl. 4.4), la nature océanique des influences climatiques de la Santoire incite à envisager que de tels scénarios puissent jouer un rôle plus important que les résultats obtenus ne le laissent croire. En revanche, il semble que ceux-ci ne surviennent que très rarement sans être accompagnés de pluie, complexifiant dès lors l'évaluation du véritable impact de ces phénomènes sur la dynamique avalancheuse de la vallée.

4.3.4 Déclencheurs météorologiques

Au regard des conditions météorologiques associées à l'occurrence des événements recensés, certains contextes semblent plus favorables aux mouvements gravitaires que d'autres. Or, il convient de se rappeler que les scénarios proposés ne sont pas forcément synonymes de mouvements gravitaires, réalité interrogeant donc la possibilité que certains paramètres singuliers puissent influencer le potentiel d'activité géomorphologique du versant de façon plus marquée que d'autres lorsque les conditions requises sont en place. Afin de vérifier cette hypothèse, une analyse de régression a été effectuée pour tenter d'établir des liens entre le niveau annuel d'influence des paramètres météorologiques analysés (*voir* sect. 3.3.4.3) et le TR des arbres (*voir* tabl. 3.1). Le tableau 4.5 présente les coefficients de corrélations (R^2) issus de cette analyse de régression. À priori, bien que cet exercice soit peu concluant, certains paramètres montrent des taux de corrélation légèrement plus significatifs

que d'autres (i.e. caractères gras), suggérant que certains facteurs météorologiques aient une influence à tout le moins minimale sur l'activité géomorphologique des couloirs.

Dans le couloir RN1, ce sont les jours de fonte avec neige au sol qui montrent le résultat le plus élevé avec un R^2 de 0,25 (fig. 4.2). Les jours de pluie annuels, les épisodes de pluie sur neige et les CGD présentent quant à eux des coefficients de corrélation supérieurs à 0,15 (tabl. 4.5). S'il semble logique de retrouver les deux derniers parmi les relations de causalité les plus significatives, le coefficient élevé obtenu pour les jours de fonte avec neige au sol apparaît surprenant. Il importe cependant de mentionner que dans le cadre du présent exercice, l'influence des journées de fonte a été mesurée dans son ensemble, qu'il y ait eu précipitations ou non. Sous cet angle, il apparaît donc moins inattendu de voir le niveau d'influence des journées de fonte dans un couloir où des ENH ont été recensés. À l'inverse, si l'on considère que les ANS sont également partie intégrante de la dynamique géomorphologique de ce couloir, il est étonnant de constater que les chutes de neige et les jours avec neige au sol présentent des taux de corrélation aussi peu significatifs.

Tableau 4.5

Coefficients de corrélation (R^2) traduisant l'influence des paramètres météorologiques analysés sur le niveau d'activité géomorphologique des couloirs.

Paramètres	RN1	RN2	RN3
Pluie totale	0,16	0,10	0,12
Pluie estivale	0,11	0,08	0,21
Chutes de neige	0,01	0,10	0,08
Neige au sol	0,01	0,05	0,09
Pluie hivernale	0,06	0,13	0,01
Pluie sur neige	0,17	0,03	0,35
Précipitations mixtes	0,06	0,01	0,001
Precip. mixtes sur neige	0,03	0,03	0,02
Cycles gel et dégel (CGD)	0,15	0,03	0,13
CGD avec neige au sol	0,03	0,02	0,001
Jour de fonte (JDF)	0,02	0,01	0,005
JDF avec neige au sol	0,25	0,12	0,23

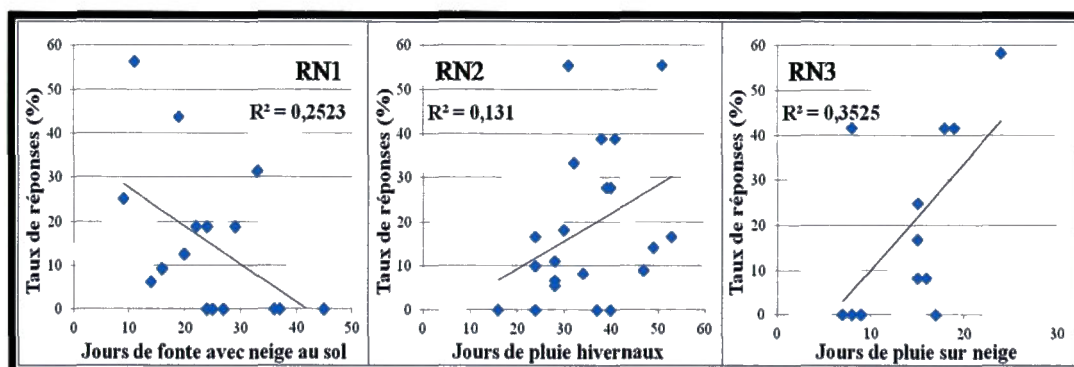


Figure 4.2 Régressions linéaires et coefficients de corrélation (R^2) illustrant la relation entre les paramètres météorologiques les plus significatifs et les TR annuels des couloirs.

Dans le couloir RN2, bien que les jours de pluie, les chutes de neige et les jours de fonte avec neige au sol présentent tous des R^2 supérieurs à 0,1 (tabl. 4.5), le coefficient de 0,13 obtenu pour les jours de pluie hivernaux représente le résultat le plus élevé (fig. 4.2). À première vue, de par la nature torrentielle du couloir et des processus y étant réputés actifs, les résultats obtenus apparaissent logiques. Étant donné le caractère saisonnier de processus tels que les EHSS, il est néanmoins surprenant d'observer un résultat aussi peu significatif en ce qui a trait aux jours de pluie estivaux. Ce constat porte d'ailleurs à croire que la fréquence annuelle des jours de pluie hivernaux et de chutes de neige pourrait affecter le potentiel d'occurrence des EHSS en exerçant un certain contrôle sur les niveaux d'eau dans les réservoirs souterrains. Si tel était le cas, l'influence des précipitations antérieures sur la dynamique géomorphologique du versant de Roche Noire serait à nouveau mise à l'avant-plan.

Enfin, dans le couloir RN3, les épisodes de pluie sur neige ont obtenu un R^2 de 0,35 (fig. 4.2) alors que les jours de pluie estivaux et de fonte avec neige au sol des R^2 supérieurs à 0,2 (tabl. 4.5). À l'instar de RN1, s'il n'est pas surprenant de constater l'influence des épisodes de pluie sur neige sur l'activité géomorphologique du versant, il apparaît curieux de rendre compte de R^2 aussi peu concluants pour les chutes de neige et la présence de neige au sol. Au final, ces résultats tendent d'ailleurs à démontrer l'aspect moins convaincant des conclusions pouvant être tirées d'un tel exercice, fait corroboré par Ouellet (2010). Aussi peu significatifs soient-ils, les résultats de cette analyse de régression portent néanmoins à croire que les précipitations sont un facteur de contrôle déterminant dans la dynamique géomorphologique

du versant de Roche Noire, et ce, sans égard à leur nature. De surcroît, à l'instar de leur fréquence, l'intensité des épisodes devrait y exercer un impact significatif. Pour vérifier cette deuxième hypothèse, une seconde analyse de régression a été menée entre la fréquence annuelle des précipitations selon leur classe d'intensité et les TR annuels obtenus dans chaque couloir (tabl. 4.6).

Dans le couloir RN1, il semble que la fréquence annuelle des épisodes de précipitations liquides de 100 à 119,99 mm en 24 heures ait la plus grande influence ($R^2 = 0,39$) (fig. 4.3). De plus, étant donnée la nature avalancheuse du couloir, il n'est pas étonnant de remarquer des R^2 supérieurs à 0,2 pour les chutes de neige de 10 à 29,99 cm en 24 heures et de 30 cm ou plus en 72 heures. Dans le cas de RN2, les paramètres les plus significatifs concernent les chutes de neige quotidiennes, le résultat le plus élevé ayant été obtenu pour les épisodes équivalents ou supérieurs à 30 cm en 24 heures ($R^2 = 0,18$) (fig. 4.3). Enfin, avec un résultat de 0,32 (fig. 4.3), la seule classe de précipitations apparaissant exercer une influence significative sur la dynamique géomorphologique du couloir RN3 est celle des épisodes pluviométriques de 120 à 139,99 mm en 24 heures. Au final, bien que la qualité de certaines des relations dégagées soit notable, les résultats obtenus tendent à démontrer que la fréquence annuelle des épisodes de précipitations exerce peu d'influence sur l'intensité de l'activité géomorphologique des couloirs de Roche Noire.

Tableau 4.6

Coefficients de corrélation (R^2) traduisant l'influence de la fréquence annuelle d'épisodes de précipitations de natures et d'intensités différentes sur le niveau d'activité géomorphologique des couloirs.

Intensité des épisodes		RN1	RN2	RN3
Neige (cm)	[10 cm et +] / 24 h	0,04	0,17	0,03
	[30 cm et +] / 24 h	0,01	0,18	0,003
	[10 cm - 29,99 cm] / 24 h	0,13	0,11	0,03
	[30 cm et +] / 72 h	0,12	0,05	0,06
Pluie (mm)	[50 mm et +] / 24 h	0,001	0,0003	0,003
	[140 mm et +] / 24 h	0,0002	0,004	0,0004
	[120 mm - 139,99 mm] / 24 h	0,002	0,001	0,32
	[100 mm - 119,99 mm] / 24 h	0,39	0,0001	0,08
	[50 mm - 99,99 mm] / 24 h	0,01	0,0002	0,002
	[140 mm et +] / 72 h	0,07	0,03	0,0004

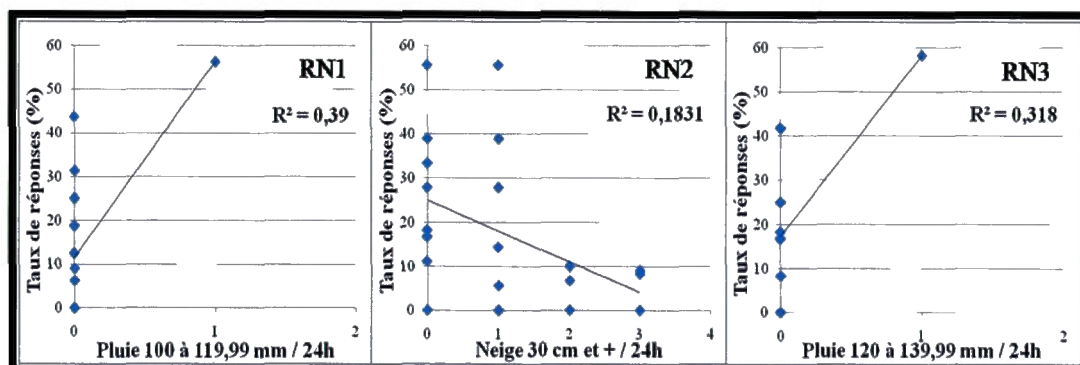


Figure 4.3 Régressions linéaires et coefficients de corrélation (R^2) illustrant la relation entre les classes d'intensité de précipitations les plus significatives et les TR annuels des couloirs.

4.3.5 Considérations méthodologiques

Bien qu'assez simple, la méthode de traitement des données météorologiques développée tout au long de cette investigation (*voir* sect. 2.4) démontre un potentiel intéressant pour l'identification des séquences temporelles antérieures susceptibles d'avoir été favorables à l'activité géomorphologique dans un environnement donné. De plus, en l'absence de données d'archives faisant état de l'historique régional des mouvements gravitaires, cette méthode se veut un outil complémentaire aux analyses dendrochronologiques. Celle-ci est d'autant plus pertinente qu'elle peut permettre de compenser la faible résolution intra-annuelle des cernes de croissance des arbres, par exemple en permettant l'estimation du nombre d'évènements susceptibles d'être survenus dans un couloir au cours d'une même année. En revanche, il est bien évident que cette technique présente plusieurs lacunes, lesquelles seront abordées ici.

4.3.4.1 Fiabilité des données météorologiques

Tel que mentionné plus tôt (*voir* sect. 2.4), les données météorologiques utilisées aux fins de cette analyse proviennent essentiellement de la station météorologique du Lioran, celle-ci étant située dans la vallée voisine de l'Alagnon, à 1238 mètres d'altitude et à environ 3,8 km du site d'étude à vol d'oiseau. Bien que l'altitude de la station soit similaire à celle des trois couloirs étudiés et que sa distance par rapport au site soit relativement faible, la topographie et les particularités locales de ces vallées sont des paramètres susceptibles d'entraîner des disparités entre les conditions météorologiques y prévalant en temps réel. Par

exemple, en raison de l'effet orographique des montagnes et de l'orientation géographique des versants, les quantités de précipitations reçues dans la Santoire sur une période de 24 heures ne sont pas forcément les mêmes que dans l'Alagnon. Jumelée au potentiel de biais associé aux instruments utilisés et au mode de collecte des données, cette réalité confère un certain degré d'imprécision à la méthodologie employée. L'utilisation de données provenant d'une station météorologique *in situ* aurait assurément représenté une solution permettant d'éliminer une partie de cette problématique, mais une telle possibilité a dû être écartée par manque de ressources. Par conséquent, il convient d'insister sur le fait que bien que les données disponibles aient été analysées et interprétées avec la plus grande rigueur possible, l'approche adoptée vise avant tout à promouvoir une démarche méthodologique au potentiel jugé intéressant.

4.3.4.2

Choix des déclencheurs météorologiques

Bien qu'il se soit avéré possible d'identifier les paramètres météorologiques généralement associés au déclenchement des mouvements gravitaires ciblés à l'aide d'observations provenant d'études connexes (*voir* sect. 2.4.2.1), il serait bien mal avisé de qualifier cette approche d'un absolutisme quelconque. En effet, en considérant les paramètres autres que météorologiques susceptibles d'influencer le potentiel d'initiation d'un aléa (i.e. topographie, disponibilité sédimentaire, etc.), il est très complexe d'identifier avec assurance la période de déclenchement réelle d'un processus géomorphologique à l'aide de données météorologiques d'archives seules. Cette réalité explique pourquoi la recherche des conditions météorologiques extrêmes est apparue comme l'approche la plus plausible à adopter, notamment en raison des nombreux cas de déclenchement leur étant associés à travers la littérature scientifique. De par la propension des mouvements gravitaires à survenir sous l'influence de plusieurs amalgames de conditions météorologiques, il importe toutefois de demeurer prudent lors de l'interprétation de ce type de données. Il est d'ailleurs intéressant de constater que les conditions de déclenchement extrêmes ciblées au cours de cette étude ont également été observées au cours d'années considérées comme « non événementielles » et incidemment, n'ont pas été observées dans la totalité des AE. Au final, il est d'autant plus primordial de tenir compte de cette réalité complexe qu'elle met en relief toute l'importance

de considérer l'ensemble des facteurs susceptibles d'influencer la dynamique géomorphologique d'un site lors de l'évaluation du potentiel de risque qui le caractérise.

Par ailleurs, le fait de connaître la période d'occurrence des événements de novembre 2010 a permis de mettre en lumière des conditions météorologiques plus instables qu'extrêmes, révélant ainsi un mode de déclenchement davantage influencé par les conditions météorologiques d'ensemble que les quantités ponctuelles de précipitations reçues. Ainsi, il apparaît que l'utilisation de quantités de précipitations précises en tant que déclencheurs météorologiques présente certaines limites en termes de répliquabilité, tel que démontré par la disparité des quantités de précipitations réputées nécessaires au déclenchement des mouvements gravitaires à travers la littérature. Par exemple, les TR obtenus pour le couloir RN2 (*voir* tabl. 3.1) indiquent que les 140 mm de pluie (EHSS – classe 1) enregistrés la journée du 4 novembre 1994 n'ont pas généré d'activité géomorphologique significative dans le chenal, contrairement à ce que l'intensité des conditions météorologiques pourrait suggérer. Si le choix du seuil critique peut être remis en cause – le TR obtenu pour RN2 en 1994 est de 12,5 %, faisant de 1994 une année « non événementielle » en vertu d'un seuil critique établi à 18 % pour ce couloir –, il convient néanmoins de souligner le non-respect du 100 % de probabilité d'occurrence associé par certains auteurs à des précipitations aussi extrêmes (Glade, 2008).

4.4 Évolution de l'activité géomorphologique dans la Santoire

4.4.1 Dynamique géomorphologique du versant de Roche Noire

La caractérisation singulière de chacun des couloirs a contribué à mettre en évidence l'activité géomorphologique d'ensemble du versant. Les analyses dendrochronologiques et autres investigations menées sur le terrain ont en effet permis de relever des indices suggérant l'occurrence passée d'événements extrêmes en mesure d'affecter la totalité du versant, tandis que d'autres témoignent d'une possible synergie entre les couloirs. Si l'hypothèse des événements antérieurs extrêmes apparaît plausible en raison des antécédents glaciaires et paraglaciacaires de la Santoire, celle-ci demeure pour l'instant difficilement vérifiable. Il est probable que la mise en œuvre d'analyses sédimentologiques et lichénométriques plus poussées dans le talweg de la vallée saurait permettre d'affiner les conclusions à cet égard.

Quant à la synergie inter-couloir, une telle dynamique est assez apparente pour laisser envisager que cette dernière puisse être le moteur de l'activité géomorphologique récente du versant de Roche Noire. En analysant les AE recensées dans plus d'un couloir à la fois (*voir* tabl. 3.1), il semble plausible que ces derniers puissent en effet être perturbés de façon simultanée par un processus géomorphologique de grande ampleur qui affecterait le versant sur des parcelles plus larges (e.g. avalanche de neige). La mise en lumière d'AE communes aux trois couloirs (i.e. 2004 et 2011) représente probablement l'un des arguments appuyant le plus cette hypothèse. Les différents axes d'écoulement répertoriés et la hauteur des cicatrices d'impacts observées sur les arbres des trois couloirs tendent également vers une telle conclusion. En effet, il est estimé que seule une avalanche initiée à partir du sommet et de taille suffisante pour affecter plus d'un couloir sous divers angles serait en mesure d'affecter les arbres à ces hauteurs. Enfin, un autre point intéressant réside dans le fait que toutes les AE recensées dans le couloir RN3 (i.e. 2004, 2006, 2010, 2011) ont également été identifiées dans le couloir RN2, laissant croire que chacun des événements enregistrés dans le couloir RN3 puisse également avoir affecté le chenal RN2.

Ainsi, certaines des AE multi-couloirs pourraient être le résultat d'événements de plus forte intensité ayant affectés l'ensemble ou une partie du versant commune à plus d'un couloir. Il importe cependant de se rappeler que dans certains cas, cette situation pourrait également être expliquée par l'occurrence de plusieurs mouvements gravitaires au cours d'une même année, ceux-ci affectant les différents couloirs de manière distincte et diachronique. Le tableau 4.4 permet d'ailleurs de bien illustrer la complexité associée à ce volet de l'analyse, notamment en rappelant l'importance de considérer la nature des processus géomorphologiques actifs dans chacun des couloirs, ainsi que des assemblages de conditions météorologiques observés lors des années concernées. Par exemple, lors de l'année 2006 (i.e. AE commune aux couloirs RN2 et RN3) l'interprétation des résultats porte à conclure qu'un ENH de classe 3 aurait pu affecter les deux couloirs de façon simultanée tandis qu'en 2010 (i.e. autre AE commune aux deux couloirs), l'analyse des résultats incite plutôt à croire que des événements distincts puissent être responsables de l'activité géomorphologique enregistrée.

Au final, la problématique illustrée ici expose le niveau de subjectivité pouvant être associé à l'identification des périodes d'occurrence réelles d'évènements dont les dates de déclenchement sont inconnues (*voir* sect. 4.3), soulignant par le fait même toute la valeur des archives historiques pour l'étude des mouvements gravitaires. À cet égard, la connaissance de la période d'occurrence d'un seul mouvement gravitaire peut s'avérer d'une grande utilité afin d'arriver à mieux comprendre la dynamique géomorphologique d'ensemble d'un environnement ciblé.

4.4.2 Novembre 2010 : synergie interprocessus et continuum de matière

Au cours de la semaine du 7 novembre 2010, des conditions météorologiques instables et d'importantes quantités de précipitations (fig. 4.4) sont responsables de l'occurrence d'un mouvement gravitaire atypique ayant causé des impacts géomorphologiques considérables sur le versant de Roche Noire. Préalablement rapporté par Navarre (2011), la nature et la dynamique rhéologique de cet évènement demeurent nébuleuses, mais les résultats de la présente étude apportent à tout le moins quelques pistes de réflexion.

À priori, les observations de Navarre (2011) faisant état d'un secteur de la Santoire présentant des traits morphologiques pouvant à la fois être attribués aux coulées de débris et aux coulées de neige liquéfiée s'avèrent justes. Les résultats du premier objectif de cette étude (*voir* sect. 3.1) ont effectivement révélé plusieurs concordances géomorphologiques entre les formes répertoriées sur le terrain et celles décrites par diverses études portant sur ces deux types de mouvements gravitaires rapides. Toutefois, certaines observations ont également permis de distinguer certaines caractéristiques attribuables à l'activité avalancheuse, ajoutant ainsi à la complexité des évènements (*voir* sect. 4.1.2). Les données dendrochronologiques utilisées pour l'atteinte du deuxième objectif ont ensuite permis de valider l'une des hypothèses de départ selon laquelle le phénomène en cause aurait déployé un haut niveau d'intensité (tabl. 4.3). Enfin, en jumelant l'analyse des résultats du troisième objectif (*voir* sect. 3.3) et des données météorologiques d'archives (*voir* sect. 4.3 et fig. 4.4) aux conclusions préalables, il semble désormais possible d'éclaircir les circonstances ayant mené au déclenchement de cet aléa.

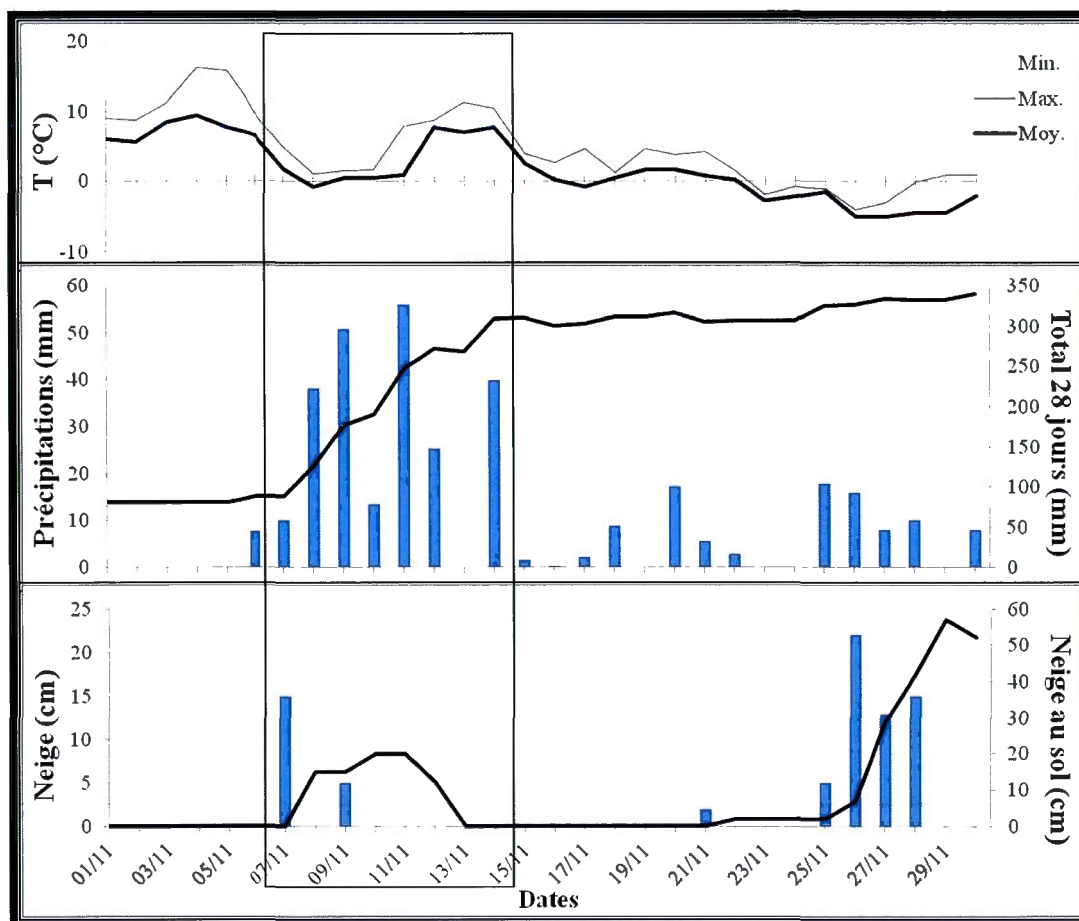


Figure 4.4 Conditions météorologiques enregistrées à la station du Lioran au cours du mois de novembre 2010 (Source des données : Météo France, 2012). Les courbes noires des histogrammes représentent le cumul des précipitations totales des 28 derniers jours (centre), ainsi que le total de neige au sol (bas). L'encadré met en relief la semaine du 7 au 14 novembre, période d'occurrence connue des événements.

En consultant la figure 4.4, il est possible de remarquer qu'une légère baisse des températures sous la barre des 0°C a permis la mise en place d'un couvert nival substantiel à environ 1220 m d'altitude au cours de la période du 7 au 9 novembre, laissant par le fait même présager une couche de neige encore plus importante sur les plateaux subalpins. Une inversion des températures et d'intenses précipitations liquides ont ensuite ponctué les 11 et 12 novembre, provoquant à la fois une fonte soudaine du manteau neigeux et le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures. Il serait donc réaliste d'estimer que l'initiation du processus puisse avoir eu lieu au cours des 24 heures ayant suivi l'averse du 11 novembre.

Certaines évidences porte à croire que les 100 mm de pluie reçus en moins de 72 heures et la possible remontée de la nappe phréatique dans les souterrains karstiques du Peyre-Arse auraient pu entraîner la saturation en eau de la neige accumulée au pourtour du point de résurgence d'eau du chenal torrentiel, ainsi que sur les replats rocheux situés un peu plus en aval. Suivant une perte de cohésion au sein du couvert nival, un torrent de neige saturée en eau aurait alors dévalé le versant, récurant un chenal encombré de débris, provoquant de nombreux dommages et un remaniement sédimentaire important dans la zone de déposition.

L'ampleur des accumulations de débris et la mise en place d'un lobe frontal digité dans la partie centrale du cône seraient donc le résultat de la capacité de prise en charge et de la force érosive d'une coulée de neige liquéfiée, plutôt que reliées aux impacts d'une coulée de débris. Cela justifierait d'ailleurs la présence de microformes d'accumulation non remaniées propres aux écoulements de neige dans ce secteur et en bordure du segment de chenal situé en aval de la frange forestière. Le point d'avulsion situé tout juste en amont de la zone de dépôt centrale empêche néanmoins toute conclusion hâtive, celui-ci témoignant d'une évolution au niveau du comportement rhéologique de l'écoulement. En raison de la forte densité de la neige saturée en eau, il est d'ordinaire admis que les coulées de neige liquéfiée possèdent un potentiel géomorphologique susceptible de surclasser la plupart des mouvements gravitaires rapides observés à ce jour (Rapp, 1960; Nyberg, 1985; Hestnes et Kristensen, 2010). Or, le fait qu'une forte accumulation de débris grossiers située en amont du lobe frontal ait entraîné la déviation de l'écoulement atteste d'une diminution de la capacité de prise en charge de la masse lors de la phase de transport, appuyant de surcroît l'hypothèse d'un évènement par vagues successives, de vitesse décroissante et aux proportions eau-neige-sédiments différentes. L'aménagement du site et les conditions météorologiques associées à cette période traduisent donc un évènement minimalement survenu en deux phases : une première vague à haute vitesse composée de neige liquéfiée dense et chargée de débris, puis une seconde à dominance hydrique, caractérisée par une vitesse et par une densité moindres et incidemment, d'une charge sédimentaire moins importante.

Si certaines évidences soutiennent un mouvement de matière discontinu et évolutif, la présence d'un seul point d'avulsion porte à croire que le nombre de vagues qui ont déferlé dans le chenal ait été limité. Bien qu'une première vague destructrice puisse être envisagée

avec certitude, le ruissellement permanent caractérisant le chenal incite à envisager que la suite des événements ait eu lieu sous forme d'un écoulement continuels aux natures et propriétés rhéologiques changeantes. Tel que souligné par Germain et Ouellet (2013), de plus en plus d'études font état de continuum de processus hydrosédimentaires lors d'événements singuliers, justifiant le fait que plusieurs considèrent qu'il n'existe pas de démarcation nette dans le spectre physique des processus géomorphologiques (Nobles, 1966; Blikra et Nemec, 1998; Pierson, 2005). Au regard des observations et des faits dégagés à travers la présente étude, une telle dynamique événementielle semble manifeste dans le chenal torrentiel RN2, d'autant plus que les indices permettant d'octroyer une seule nature aux différentes phases d'écoulements sont peu nombreux.

Par ailleurs, il semble pertinent de revenir brièvement sur les circonstances ayant entouré le déclenchement de l'événement. Bien que l'hypothèse d'une saturation en eau du couvert nival demeure valable, la quantité de neige alors accumulée au sol n'apparaît cependant pas avoir été assez importante pour provoquer l'obstruction complète du chenal et constituer une barrière de rétention suffisante à contenir un écoulement d'eau à fort débit. L'hypothèse d'une barrière de glace devant également être écartée en raison de l'époque de l'année, il convient de se questionner quant aux circonstances à l'origine des quantités d'eau et de neige ayant permis l'occurrence d'un événement d'une telle ampleur. À cet égard, le corridor d'avalanche terminant sa course au centre du chenal apparaît comme le meilleur élément de réponse. En effet, de par une présence de neige plus importante en altitude quelques jours avant les événements, il ne serait pas surprenant qu'une avalanche de neige soit survenue au cours de cette période, celle-ci terminant sa course au centre du chenal. Phénomène bien documenté (Hestnes, 1998; Larocque *et al.*, 2001; Eckerstorfer et Christiansen, 2012), la neige mobilisée aurait ainsi pu obstruer le chenal de manière à contenir suffisamment d'eau pour provoquer une perte de cohésion graduelle au sein de la masse nivale et incidemment, le déferlement brutal de celle-ci vers l'aval.

Au final, il semble donc que les circonstances ayant mené aux événements de novembre 2010 soient davantage reliées à la synergie de processus distincts et à un transfert de matière en continuum rendu possible par l'instabilité météorologique du moment, plutôt qu'à des conditions météorologiques extrêmes ou atypiques pour la région. Bien qu'une forte

instabilité ait caractérisé la période d'occurrence du processus, l'analyse des archives climatiques locales a en effet permis de constater que de telles conditions sont assez fréquentes dans la région, excluant de ce fait que des modulations récentes au niveau des tendances climatiques régionales soient responsables du phénomène en question. Or, il importe de garder en tête que plusieurs études ont montré que des changements climatiques inévitables sont à prévoir (GIEC, 2008, 2012; MEDCIE, 2008). S'opérant graduellement et étant peu perceptibles à l'échelle d'une vie humaine, cette évolution et ses conséquences inhérentes justifient amplement la nécessité d'un suivi en continu des conditions météorologiques afin de bien saisir comment celle-ci se matérialise, autant sur le plan local que régional.

4.4.3 Incidence des changements climatiques dans la vallée de la Santoire

4.4.3.1 Évolution du climat et tendances observées

Différentes manipulations statistiques (*voir* sect. 3.3) ont permis de mettre en lumière les principales tendances climatiques régionales des 35 dernières années, lesquelles sont brièvement détaillées ici. En ce qui concerne le régime de précipitations, les quantités annuelles de précipitations totales apparaissent légèrement à la baisse depuis 1978 (*voir* fig. 3.25). Il est possible que cette diminution soit en partie associée à la décroissance des quantités de neige annuelles reçues (*voir* fig. 3.26). Afin d'être en mesure de valider cette hypothèse, il aurait été intéressant de connaître les quantités exactes de précipitations liquides annuelles enregistrées dans la région depuis le début de la période de référence. À tout le moins, la stabilité observée au niveau du nombre annuel d'épisodes quotidiens de précipitations liquides significatifs (*voir* fig. 3.33), et inversement, la diminution du nombre d'épisodes quotidiens de précipitations neigeuses (*voir* figure 3.38) contribuent à clarifier la situation.

Les changements semblant s'opérer au niveau du régime des précipitations s'avèrent d'autant plus marqués lorsqu'on ne tient compte que de la fréquence annuelle des précipitations liquides et solides. En consultant les figures 3.41 et 3.46, il est en effet possible de constater une hausse graduelle des épisodes de pluie sur une base annuelle, ainsi qu'en période estivale. Du côté des chutes de neige, si les quantités reçues annuellement sont à la

baisse, cette diminution n'apparaît pas aussi importante lorsque seule la fréquence des épisodes est considérée. Il semblerait donc que les quantités moyennes de neige reçues par épisode soient de plus en plus faibles, mais que la fréquence annuelle de ces épisodes quotidiens demeure assez stable. Par ailleurs, ces observations interrogent la pertinence du processus d'extrapolation entrepris à la section 3.3.4.1, celui-ci visant à octroyer une période de retour aux quantités de précipitations maximales répertoriées à travers la chronologie de données analysées. Bien que cet exercice ait permis une certaine hiérarchisation des épisodes significatifs en fonction de leur intensité et qu'au final, il puisse permettre de formuler des probabilités viables quant au risque de voir un événement extrême se matérialiser au cours d'une période définie (*voir* tabl. 3.21 et 3.22), les tendances dégagées ici soulignent d'autant plus le caractère évolutif de ce type de paramètres, et donc la dimension ponctuelle de toutes prévisions susceptibles d'en découler.

Outre les modulations du régime des précipitations, l'instabilité thermique apparaît également être un facteur très influent dans la Saintoire depuis 1978 et plus particulièrement lors de la période hivernale. Cette caractéristique du régime de température local se traduit notamment par de nombreux redoux hivernaux (i.e. CGD) et comme en témoigne la figure 3.42, il semblerait que la fréquence annuelle moyenne de ces inversions thermiques ait augmenté de manière constante et graduelle depuis le début des années 1980. Cette hausse des redoux hivernaux se reflète également à travers la diminution du nombre de jours avec de la neige au sol (*voir* fig. 3.41), ainsi que par une augmentation considérable du nombre d'épisodes de précipitations liquides et mixtes hivernales (*voir* fig. 3.44). En revanche, malgré une forte variabilité interannuelle du nombre de cas recensés, la tendance générale témoigne d'une diminution du nombre d'épisodes de précipitations liquides et mixtes lorsqu'un manteau neigeux recouvre le sol (*voir* fig. 3.45). Il convient cependant de préciser que malgré une fréquence à la baisse, ces phénomènes de « pluie sur neige » demeurent relativement fréquents, une moyenne hivernale de 46 épisodes ayant été enregistrée depuis 1977-78 dans la région.

4.4.3.2 Impacts appréhendés sur la dynamique géomorphologique

En considérant les tendances observées et précédemment décrites, il est manifeste que les conditions climatiques régionales sont en proie à des changements plus ou moins

marqués depuis le début de la chronologie de référence. En raison de la courte séquence de données utilisée (i.e. 1978 à 2011), il serait cependant hâtif de conclure à une mutation sans équivoque du climat régional. En revanche, certaines observations témoignent d'une instabilité thermique plus marquée et de changements appréciables au niveau du régime des précipitations saisonnières. Face à la gravité des impacts géomorphologiques susceptibles d'en découler, il pourrait donc être malavisé de ne pas considérer cette évolution des conditions météorologiques locales avec un minimum d'égard dans tout processus de planification territoriale subséquent.

De prime abord, certaines des tendances observées paraissent concorder avec les conclusions d'études et de travaux connexes. Selon les plus récents rapports du GIEC (2008, 2012), la hausse graduelle des températures moyennes autour du globe ne devrait plus être perçue comme une hypothèse, mais plutôt comme une certitude. Dans le Cantal, cette tendance se matérialise à travers une hausse graduelle de la fréquence des CGD hivernaux et elle est liée à de plus fréquentes incursions des systèmes dépressionnaires océaniques sur le continent. Avec une moyenne annuelle de 84 CGD hivernaux recensés depuis 1978 (*voir* fig. 3.42), l'impact de ces phénomènes est déjà considérable dans la Santoire, cela pouvant en majeure partie expliquer - avec la nature friable du substrat - la forte disponibilité sédimentaire caractérisant le secteur d'étude. S'il est certain qu'une hausse tendancielle du nombre de CGD hivernaux ne peut qu'amplifier le processus de gélifraction impliqué dans le mécanisme de débitage des parois rocheuses du site, le potentiel de risque associé à une instabilité croissante et à une production de débris accrue est difficilement mesurable. Il est cependant permis de croire qu'une plus grande disponibilité sédimentaire pourrait avoir comme effet de réduire le temps de recharge en débris des chenaux torrentiels et d'accroître les quantités de colluvions mobilisables par les mouvements gravitaires actifs et aptes à leur prise en charge. De telles circonstances pourraient donc grandement affecter la dynamique géomorphologique et écologique des versants de la vallée, notamment par une plus forte fréquence de mouvements gravitaires à haut potentiel érosif (i.e. coulées de débris, coulées de neige liquéfiée, avalanches de neige chargées en débris, éboulis, chutes de blocs, etc.).

Dans le Cantal, la nature des précipitations hivernale semble également influencée par l'adoucissement des températures saisonnières. Les redoux plus fréquents affectent

inévitablement le nombre d'épisodes de pluies hivernales qui, à l'instar d'autres régions de latitudes similaires, occupent une proportion toujours plus importante au niveau des précipitations totales (Frei *et al.*, 2000; Etchevers et Martin, 2002; GIEC, 2008; Fortin, 2010). Inversement, la diminution des quantités annuelles de neige reçues et l'augmentation de la fréquence des épisodes de fonte nivale hivernaux sont étroitement reliées à la diminution du nombre de jours avec neige au sol observée. Menant à la perte des propriétés isolantes et protectrices de la neige à moyenne altitude, cette situation pourrait être empreinte de conséquences pour la végétation et les sols, ceux-ci se retrouvant davantage exposés aux impacts de processus érosifs à leur tour susceptibles d'amplifier l'instabilité des versants (e.g. avalanches initiées à partir du sommet). Parallèlement, l'intensification des débits de ruissellement hivernaux pourrait contribuer à perturber la dynamique géomorphologique saisonnière et par conséquent, les périodes de fonte et de crues torrentielles printanières pourraient être amenées à survenir plus tôt, affectant du même coup le régime hydrologique régional (MEDCIE, 2008).

Phénomène de plus en plus souligné dans les environnements de montagnes (Etchevers et Martin, 2002; GIEC, 2008; MEDCIE, 2008; Durand *et al.*, 2009), cette remontée altitudinale de la limite pluie-neige est également susceptible d'influencer la nature et l'intensité des mouvements gravitaires qui régissent la dynamique géomorphologique locale. Les nombreuses fluctuations thermiques, les périodes de fonte momentanées et la fréquence des épisodes de pluie sur neige sont des signes avant-coureurs d'un manteau neigeux moins important, mais caractérisé par une teneur en eau plus élevée et par des couches multiples, lui conférant une plus grande instabilité et une propension accrue aux écoulements de neige à fort potentiel érosif (Baggi et Schweizer, 2009; Fortin et Hétu, 2009; Germain *et al.*, 2009). Par ailleurs, tel que souligné en Gaspésie (Québec) par Germain *et al.* (2009), le régime avalancheux d'une région en proie aux conditions maritimes est sensible aux variations climatiques, toute hausse des températures hivernales étant propice à l'augmentation de la fréquence des événements significatifs. Ces auteurs évoquent d'ailleurs un possible lien entre les années El Niño et les années avalancheuses, ceux-ci ayant observé un taux de corrélation de près de 40 % lors de l'analyse de leurs résultats. À cet égard, il est intéressant de constater l'obtention d'un taux de corrélation similaire dans la vallée de la

Santoire, 41 % des AE identifiées correspondant à des années El Niño (i.e. 1986-87, 1997-98, 2002-03, 2006-07, 2009-10).

Un changement de l'ampleur et de la composition des masses de neige mobilisables est également susceptible d'avoir un impact sur les superficies affectées et sur les distances parcourues par tout processus nival. Les avalanches de neige initiées à partir du sommet pourraient ainsi affecter des secteurs de versants entiers tout en voyant leur distance d'arrêt être réduite (Eckert *et al.*, 2010). L'occurrence plus fréquente de coulées de neige liquéfiée pourrait quant à elle se traduire par des impacts plus localisés, mais par l'atteinte plus fréquente du fond de la vallée. En regard des événements de novembre 2010, il est d'autant plus probable que ces processus nivaux puissent agir en synergie sur la dynamique géomorphologique globale du versant ou encore, survenir sous forme de continuum de matière sur de courtes périodes de temps.

Les tendances et projections exposées ici sont également susceptibles d'avoir une incidence sur la période d'occurrence régionale des EHSS. La diminution appréhendée des quantités de précipitations liquides reçues lors de la période estivale (GIEC, 2008, 2012; MEDCIE, 2008) laisse en effet présager une réduction du potentiel de risque normalement associé à ces processus en été. Toutefois, en raison des tendances légèrement divergentes suggérées par la présente étude (*voir* fig. 3.46), il semble qu'une certaine réserve doit être émise à cet égard et que le niveau de vigilance souhaitable demeure pour l'instant inchangé. L'observation d'une hausse de la fréquence et de l'intensité des précipitations liquides lors de la période automne / hiver, jumelée à l'accroissement des surfaces exposées, de la disponibilité sédimentaire, ainsi que des débits de ruissellement laisse par ailleurs entrevoir une augmentation parallèle de l'instabilité des versants, notamment de par l'occurrence de plus en plus probable d'EHSS à fort potentiel érosif lors de la période hivernale (Crozier et Glade, 1999; Borgatti et Soldati, 2013).

D'autre part, si les tendances climatiques observées ont permis d'émettre des prévisions concernant les changements à même de survenir au sein de la dynamique globale des versants de la Santoire, il apparaît toujours difficile de s'avancer avec assurance sur le potentiel de risque qu'y représentent les événements extrêmes. En 2012, un rapport du GIEC sur les événements extrêmes faisait état d'une possible hausse de l'intensité des épisodes de

précipitations dans les milieux montagnards, tout en soulignant le faible degré de certitude associé à cette supposition. S'appuyant sur de nombreuses modélisations multi-scalaires, plusieurs abondent malgré tout en ce sens, certains allant même jusqu'à envisager que les périodes de retour associées aux précipitations extrêmes soient réduites de moitié d'ici le milieu du XXI^e siècle par rapport à celles observées au XX^e (Frei *et al.*, 2000; Kharin *et al.*, 2007; Stoffel et Huggel, 2012).

Au final, il s'est avéré jusqu'à présent impossible d'établir une relation de causalité irréfutable entre le niveau d'influence d'un facteur météorologique donné, quel qu'il soit, et le taux d'activité géomorphologique des versants investigués. Ce constat porte donc à croire qu'une hausse de la fréquence des épisodes de précipitations extrêmes n'entraînerait pas nécessairement une augmentation proportionnelle de la fréquence des mouvements gravitaires de forte intensité dans la Santoire. Néanmoins, le potentiel d'impact reconnu et associé à de telles conditions météorologiques porte à croire que de prétendre l'inverse serait bien mal avisé. Aussi, en raison des particularités géomorphologiques et climatiques propres à chaque environnement de montagnes et de la multitude d'interactions possibles entre les diverses composantes de ces systèmes complexes, il serait trop aisé de conclure que ces écosystèmes seront amenés à réagir de façon linéaire aux effets des changements climatiques (Fortin et Germain, 2011). Tout cela considéré, le comportement rhéologique et la recrudescence des mouvements gravitaires observés dans la Santoire au cours des dernières décennies démontrent toute la nécessité d'en arriver à une meilleure compréhension de la dynamique géomorphologique d'ensemble de ces milieux.

CONCLUSION

Les environnements montagnards tels que les monts du Cantal représentent de véritables laboratoires naturels pour l'étude des mécanismes qui régissent l'activité géomorphologique actuelle sur les versants. Dans l'optique des changements climatiques en cours et appréhendés, il devient primordial de chercher à mieux saisir les multiples interactions à l'origine de cette dynamique, notamment afin d'exercer une meilleure gestion territoriale en lien avec les risques naturels associés. La caractérisation des formes du paysage peut, à cet effet, permettre l'identification des processus responsables de sa genèse et incidemment, fournir des informations précieuses quant aux principaux facteurs contrôlant son évolution. Dans les milieux tempérés, la toute récente attention accordée aux mouvements gravitaires rapides a montré que ceux-ci y jouent un rôle de premier plan dans la dynamique géomorphologique des versants. De surcroît, la sensibilité de ces régions face aux perturbations environnementales laisse présager d'importantes modifications au niveau de la nature, de la fréquence et de l'intensité des processus géomorphologiques actifs, particulièrement en regard de la fluctuation des régimes météorologiques constatée à différentes échelles spatio-temporelles (GIEC, 2008, 2012). Les milieux à contexte maritime apparaissent particulièrement vulnérables à ces changements, l'intrusion plus fréquente des systèmes dépressionnaires sur le continent étant susceptible de favoriser une dénaturation des régimes de précipitations saisonniers. Dans la vallée de la Santoire, une étude récente a signalé l'occurrence d'un évènement atypique à l'origine d'impacts géomorphologiques importants (Navarre, 2011). Peu documentées et mal comprises, les circonstances qui ont mené à son occurrence suscitent toujours de nombreuses interrogations. La présente étude propose donc un regard plus approfondi sur la singularité de ces évènements et sur la dynamique géomorphologique d'ensemble du secteur (i.e. Roche Noire) par l'entremise d'une approche dendrogéomorphologique appuyée par l'analyse de données météorologiques d'archives. Cette démarche s'insère dans une volonté de contribuer à la documentation des impacts potentiels des changements climatiques dans les milieux subalpins tempérés exposés aux influences océaniques.

Une caractérisation géomorphologique méticuleuse du site présente le versant de Roche Noire comme un secteur soumis à une importante activité géomorphologique. L'analyse des profils topographiques, de la morphologie, ainsi que des différents modes organisationnels des dépôts a permis l'identification et la spatialisation des processus géomorphologiques actifs sur le versant. Les couloirs RN1 et RN3 apparaissent en proie à une dynamique avalancheuse active et dominée par des écoulements modestes de neige dense susceptibles de générer des impacts géomorphologiques modérés, mais suffisamment importants pour empêcher toute recolonisation arborescente des corridors forestiers. Le chenal RN2 se démarque quant à lui par une dynamique géomorphologique multiprocessus assujettie à une activité torrentielle de premier ordre et ponctuée d'épisodes avalancheux au fort potentiel érosif. Des indices géomorphologiques locaux y traduisent un écoulement permanent dont la vitesse et la composition semblent influencées par la nature, l'intensité et les quantités de précipitations reçues, le niveau de la nappe phréatique, ainsi que par le taux de recharge sédimentaire.

L'analyse des cernes de croissance de 50 feuillus s'est révélée efficace et a permis la reconstruction de 18 événements ponctuels répartis dans les trois couloirs investigués et survenus au cours des 30 dernières années. L'utilisation de la méthode statistique *Peak Over Threshold* s'est avérée pertinente en vertu des particularités des distributions d'échantillons employées. Combinée à l'*Akaike Information Criterion*, celle-ci a permis l'élaboration de seuils critiques pour chaque couloir et ceux-ci ont par la suite été utilisés afin d'isoler les valeurs extrêmes de chaque distribution, permettant ainsi l'identification des années « évènementielles ». Ces données, ainsi que le calcul des périodes de retour et de la probabilité annuelle des événements ont permis d'observer un accroissement de la fréquence des événements enregistrés dans chaque couloir depuis le début du XXI^e siècle par rapport aux décennies précédentes. Leur intensité demeure toutefois difficile à déterminer en raison de l'absence d'arbres dans la zone de déposition, situation ne permettant pas de délimiter leur distance d'arrêt. En revanche, l'augmentation systématique des taux de réponse enregistrés depuis le début de la période de référence laisse envisager une hausse de l'intensité des événements, observation concordant par ailleurs avec les résultats d'études menées en milieux similaires. Des balises quantitatives élaborées à l'aide d'un traitement statistique simple ont

également permis la hiérarchisation des valeurs extrêmes identifiées et l'attribution d'un niveau d'intensité propre à chaque année événementielle.

Jumelée à la connaissance des principaux facteurs de déclenchement des mouvements gravitaires ciblés par cette étude, l'analyse des données météorologiques d'archives a permis la circonscription des fenêtres météorologiques favorables à l'activité géomorphologique au cours de chacune des années événementielles identifiées. En l'absence de données historiques portant sur l'activité géomorphologique régionale, cet exercice s'est avéré complémentaire aux données dendrochronologiques en permettant d'isoler les périodes d'occurrence probables des mouvements gravitaires ciblés. En plus de favoriser une meilleure connaissance du régime météorologique régional, cette approche a permis d'estimer le nombre d'aléas de nature donnée susceptible d'être survenu au cours d'une même année, proposant en quelque sorte une résolution intra-annuelle du potentiel d'activité géomorphologique du versant. Par ailleurs, sans être en mesure d'identifier les périodes d'occurrences réelles des événements enregistrés avec certitude, divers scénarios récurrents ont pu être observés, fournissant ainsi une analyse détaillée des conditions météorologiques les plus susceptibles de contrôler l'activité géomorphologique des versants de la vallée.

Cinq principaux scénarios météorologiques ont pu être observés et il apparaît qu'une étroite relation existe entre les quantités de précipitations reçues à court et moyen termes et l'activité géomorphologique du versant. Les chutes de neige extrêmes (i.e. \geq moy. + 2 ET) apparaissent comme les principales conditions météorologiques susceptibles d'entraîner l'initiation d'avalanches de neige sèche, tandis que les quantités de pluie extrêmes cumulées sur une période de 28 jours (i.e. \geq 280 mm) s'avèrent comme l'un des principaux facteurs de contrôle des écoulements hydrosédimentaires subaériens. De plus, les épisodes de « pluie sur neige » et de forte instabilité thermique semblent être à l'origine de la majorité des écoulements de neige humide, soulignant encore davantage l'efficacité géomorphologique de ces phénomènes météorologiques dans les environnements de montagnes. Bien qu'étant moins concluants, les résultats d'analyses de régression ont à leur tour permis de confirmer l'influence des précipitations sur l'activité géomorphologique des versants de la vallée, particulièrement en ce qui concerne les épisodes de forte intensité.

Sommes toutes, les résultats de cette étude témoignent d'une dynamique de versant complexe où la synergie inter-couloir de processus distincts apparaît désormais comme le moteur de l'activité géomorphologique récente. À défaut d'avoir été engendrés par des conditions météorologiques régionales atypiques, les événements du mois de novembre 2010 semblent d'ailleurs s'insérer dans cette dynamique. Par ailleurs, les indices géomorphologiques observés traduisent un processus de forte intensité survenu en deux vagues d'écoulement, soit une première à haute vitesse composée de neige liquéfiée dense et chargée de débris, puis une seconde à dominance hydrique, caractérisée par une vitesse décroissante et par une charge sédimentaire moindre. Une avalanche de neige initiée à partir du sommet aurait selon toute vraisemblance causée l'obstruction du chenal torrentiel alors marqué par un important débit d'eau. Suivant une perte de cohésion au sein du couvert nival, un torrent de neige saturée en eau aurait ensuite dévalé le versant, entraînant la mise en place d'un lobe frontal digité et l'avulsion subséquente de l'écoulement par perte de compétence et délestage sédimentaire. De manière plus générale, plusieurs évidences laissent croire à un mouvement de matière discontinu aux natures et aux propriétés évolutives, laissant envisager un continuum de processus hydrosédimentaires.

En terminant, l'analyse des données météorologiques a permis d'observer certaines tendances climatiques semblant opérer dans la région depuis quelques décennies. Bien que les quantités annuelles de précipitations totales apparaissent stables, les quantités de neige reçues montrent une légère diminution depuis 50 ans, tout comme le nombre de jours de neige au sol. En revanche, les épisodes hivernaux de pluie et de précipitations mixtes montrent une augmentation constante au cours de la même période, tout comme le nombre d'épisodes estivaux et annuels. Au niveau des températures, une légère hausse de la fréquence des CGD a été enregistrée, à l'instar du nombre de jours de fonte hivernaux. Exception faite des épisodes de pluie estivale, les tendances observées concordent avec les conclusions de différentes études connexes (GIEC, 2008, 2012; MEDCIE, 2008). À première vue, il apparaît que ces changements pourraient entraîner la dénaturation graduelle du régime de précipitations et l'accroissement de l'instabilité des versants, favorisant du même coup l'occurrence d'événements extrêmes et d'importantes perturbations sur le plan des dynamiques géomorphologiques et écologiques régionales. Le caractère évolutif de tous les paramètres

impliqués souligne par ailleurs le besoin d'un suivi en continu des fluctuations climatiques dans les milieux tempérés. En raison de leurs conditions de vie favorables à l'établissement humain, il est essentiel que les modalités de cette dynamique soient bien comprises et intégrées au processus décisionnel des différentes instances locales afin qu'une politique de gestion de risques adaptative et efficace soit partie intégrante de tout projet de développement et d'aménagement du territoire.

APPENDICE A

RÉFÉRENCES UTILISÉES POUR LA RECENSION DES ÉVÈNEMENTS MARQUANTS CAUSÉS PAR L'OCCURRENCE D'ALÉAS NATURELS DANS LE CANTAL

- Anonyme. 2003. «CAF Instructor Killed in Massif Central Avalanche». In *pistehors.com*, [En ligne]. <http://pistehors.com/news/ski/comments/caf-instructor-killed-in-massif-central-avalanche/>. Page consultée le 15 mars 2011.
- , 2006. «Gendarme Killed by avalanche». In *pistehors.com*, [En ligne]. <http://pistehors.com/news/ski/comments/gendarme-killed-by-avalanche/>. Page consultée le 6 avril 2011.
- , 2010. «Mortelle avalanche dans le Cantal». In *newsauvergne.com*, [En ligne]. <http://www.newsauvergne.com/Avalanche-mortelle-dans-le-Cantal-a367-d0.html>. Page consultée le 27 février 2011.
- Choruszko, O. 2010. «Il périt enseveli sous la coulée de neige», In *lamontagne.fr*, [En ligne]. http://www.lamontagne.fr/editions_locales/cantal/il_perit_enseveli_sous_la_coulee_de_neige@CARGNjFdJSsGFhIMCx0-.html. Page consultée le 27 février 2011.
- Communes. 2013. «Prévention des risques de Lavigerie», In *commune.com*, [En ligne]. http://www.communes.com/auvergne/cantal/lavigerie_15300/risques.html. Page consultée le 28 octobre 2013.
- Durand, A. 1946. *La vie rurale dans les massifs volcaniques des Dore, du Cézallier, du Cantal et de l'Aubrac*. Éditions Créer, 530 p.
- La Montagne. 2007. «Le Lioran, avalanche sans victime», In *lamontagne.fr*, [En ligne]. <http://www.lamontagne.fr/journal/archives.html>. Page consultée le 6 avril 2011.
- Serre, F. 2001. *La neige dans le Massif Central : Une contrainte pour la gestion du territoire*. Coll. «Nature & Sociétés», Clermont-Ferrand : Presses Universitaires Blaise Pascal, 204 p.

APPENDICE B

FENÊTRES MÉTÉOROLOGIQUES FAVORABLES À L'INITIATION DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES RAPIDES CIBLÉS POUR CHAQUE ANNÉE ÉVÈNEMENTIELLE

B.1 Année 1987

B.1.1 Précipitations abondantes d'octobre 1987

Le 5 octobre a été ponctué de précipitations liquides atteignant 65 mm en 24 heures (classe 4, *voir* tabl. 2.5). Dans les jours suivants, 110 mm supplémentaires sont tombés sur la vallée en 72 heures (\geq moy. + 3 ET). La journée du 10 octobre a par la suite été marquée de précipitations de 45 mm en 24 heures (\geq moy. + 2 ET). Au final, plus de 252 mm de pluie se sont abattus sur le secteur au cours de la période du 5 au 14 octobre, portant le total de précipitations antérieures à plus de 280 mm (classe 6), un maximum 347 mm étant atteint la journée du 22. Lors de cette séquence, des précipitations de 31 mm en 24 heures ($>$ moy. + 2 ET) ont été enregistrées la journée du 14 octobre. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.1.2 Autres épisodes météorologiques particuliers de 1987

Le 23 novembre 1986, suite à des précipitations de 56 mm tombées au cours des 72 heures précédentes, 15 cm de neige se sont accumulés au sol en l'espace de 24 heures (classe 2, *voir* tabl. 2.3). Cette journée a été marquée d'un CGD, situation se répétant le lendemain. Une remontée des températures au-dessus du point de congélation la journée du 25 novembre a entraîné la fonte complète du couvert nival en seulement 24 heures. Si les conditions météorologiques ayant suivi la chute de neige de classe 2 s'apparentent à celles du régime printanier des ENH (classe 1, *voir* tabl. 2.4), divers facteurs (e.g. période automnale) indiquent que celles-ci aient également pu entraîner l'occurrence d'EHSS par fonte nivale (*voir* sect. 2.4.2.1.3). Mouvements gravitaires potentiels : ANS, ENH.

Les 16 et 17 décembre 1986 ont été ponctués de 25 cm de neige en 48 heures, soit 15 cm la journée du 16 et 10 cm la journée du 17 (classe 2). Mis en place au cours d'une période marquée de CGD consécutifs ($n = 3$), le couvert nival de 20 cm d'épaisseur a complètement disparu au cours de la journée du 18 décembre alors que 50 mm de pluie (classe 4) se sont abattus sur la région. Mouvements gravitaires potentiels : ANS, ENH et EHSS.

Lors de la séquence du 20 au 22 décembre 1986, une baisse des températures sous le point de congélation a généré des chutes de neige de 40 cm en 72 heures (classe 3) et l'accumulation de 35 cm de neige au sol. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Le 2 janvier, un épisode de précipitations mixtes dominé par des chutes de neige de 15 cm en 24 heures (classe 2) a frappé le secteur, portant le total de neige au sol à 30 cm. Cette journée ponctuée d'un CGD a été suivie d'un regel dès le lendemain. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Le 12 janvier a été ponctué de chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2), portant le manteau neigeux à 40 cm d'épaisseur. Les deux journées suivantes ont été caractérisées de fortes amplitudes thermiques (19 et 20°C). Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Du 18 au 20 mars, des précipitations nivales totalisant 30 cm en 72 heures (classe 3) ont frappé la région. L'oscillation des températures autour du point de congélation représente le principal fait marquant des 21, 22 et 23 mars (CDG = 3) et cette période a été suivie du maintien des températures au-dessus de 0°C pendant 72 heures, la journée du 25 mars étant même ponctuée de précipitations liquides de 25 mm (\geq moy. + 1 ET). Jumelée aux précipitations, cette hausse de température a entraîné la disparition du couvert nival de 35 cm en l'espace de quatre jours. Des chutes de neige de 40 cm en 72 heures (classe 3) ont ensuite marqué les jours suivants. Cette période a été marquée de CGD complets lors des 48 premières heures et d'un regel subséquent. La nouvelle couche de neige est demeurée en place durant 48 heures, une remontée des températures et des averses de 48 mm en 72 heures ayant entraîné la fonte complète du couvert nival au cours des cinq jours suivants, marquant du même coup la fin de la période de fonte intermittente. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

B.2 Année 1998

B.2.1 Précipitations abondantes et cumuls de novembre 1997

Le mois de novembre a été marqué d'un épisode pluviométrique d'une dizaine de jours consécutifs (i.e. 3 au 13 novembre). Au cours de cette période, 274 mm de pluie se sont abattus sur la région, entraînant le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures (classe 6) de plus de 50 mm au cours de la journée du 6. Les quantités reçues les 4 et 6 novembre ont été particulièrement intenses avec des cumuls respectifs de 67 et 61 mm en 24 heures (classe 4). De surcroît, les 8 et 9 novembre ont été marqués de précipitations surpassant la moyenne de plus de 2 ET avec des quantités quotidiennes de 36 et 45 mm. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.2.2 Conditions météorologiques instables de décembre 1997

Le mois de décembre a été ponctué de précipitations importantes et de nature variable. La journée du 2 décembre a été marquée par des chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2) alors que 48 heures plus tard, un réchauffement des températures a provoqué la fonte de la totalité du couvert nival en place (10 cm). Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

De légères chutes de neige ainsi que plusieurs épisodes de précipitations mixtes ($n = 9$) et de pluie ($n = 6$) sont survenus entre les 8 et 25 décembre, entraînant notamment le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures de 280 mm. Les précipitations des 11 et 18 décembre se sont avérées les plus importantes, ces journées ayant reçu des quantités respectives de 49 mm ($> \text{moy.} + 2 \text{ ET}$) et de 70 mm (classe 4) de pluie en 24 heures. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Enfin, un léger refroidissement des températures a généré des chutes de neige de 35 cm en 48 heures les 26 et 27 décembre (classe 3), en plus d'occasionner des CGD lors de quatre journées consécutives (i.e. du 27 au 30 décembre). D'intenses précipitations liquides de 116 mm en 96 heures ont ensuite entraîné la fonte de la quasi-totalité du couvert nival lors des jours suivants. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

B.2.3 Précipitations abondantes et CGD de janvier 1998

Le mois de janvier a été ponctué de variations de température importantes (i.e. 13 CGD en 19 jours) et de précipitations mixtes entrecoupant quelques brefs épisodes de fonte et de pluie. Lors de la période du 1^{er} au 19 janvier, les températures maximales sont pratiquement demeurées supérieures à 0°C en permanence, le minimum atteignant -4,2°C au cours de la seule journée du 18. Le 1^{er} janvier marque ensuite le début de six journées consécutives de précipitations mixtes ou liquides totalisant 130 mm ($> \text{moy.} + 2 \text{ ET}$), quantité responsable d'une partie de la fonte d'un couvert nival de 35 cm en date du 9 janvier. Toutefois, il apparaît que la disparition de la neige est survenue de façon graduelle, possiblement en raison de fluctuations de température quotidiennes autour du point de congélation et d'apports neigeux intermittents. Des précipitations neigeuses de 35 cm ont marqué la semaine subséquente, celles-ci n'étant qu'une fraction des précipitations totales cumulées de 203 mm enregistrée au cours de cette même période ($> \text{moy} + 2 \text{ ET}$). Les quantités quotidiennes les plus importantes ont été reçues au cours de la journée du 18 janvier, où 10 cm de neige au sol se sont accumulés au sol (classe 2). Mouvements gravitaires potentiels : ENH et ANS.

B.2.4 Cumuls extrêmes de septembre 1998

D'importants cumuls de précipitations ont été enregistrés lors du mois de septembre ($> \text{moy} + 2 \text{ ET}$), la majeure partie ayant été reçue au cours de deux épisodes distincts. La période du 26 au 27 septembre a été ponctuée de précipitations totales atteignant 116 mm en 48 heures, soit 61 mm reçus la journée du 26 et 55 mm la journée du 27 (classe 4). Avec un total de 173 mm en cinq jours, les précipitations de la fin de ce mois de septembre ont de surcroît entraîné le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures (classe 6) au cours de la journée du 27. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.2.5 Octobre 1998

La presque totalité du mois d'octobre s'est retrouvée au cœur d'une séquence de 33 jours au-delà du seuil critique de précipitations antérieures (classe 6), un maximum de 464 mm ayant été enregistré au cours de la période du 5 au 8 octobre. Lors de cette période, des quantités quotidiennes de 56 mm et de 59 mm de pluie ont respectivement ponctué les

journées du 1^{er} et du 2 octobre (classe 4) pour un total de 115 mm en 48 heures. Avec un total de 72 mm en 24 heures (classe 4), la journée du 24 octobre a également été marquée de précipitations abondantes. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.2.6 Autres épisodes météorologiques particuliers de 1998

Le 8 mars a été ponctué de précipitations de 59 mm en 24 heures (classe 4), dont 3 cm de neige laissés au sol malgré des températures minimum et maximum supérieures à 0°C. Mouvements gravitaires potentiels : ENH et EHSS.

B.3 Année 2001

B.3.1 Précipitations extrêmes de mars 2001

Malgré un total mensuel de 466 mm excédant la moyenne de 2 ET, le mois de mars n'a pas été marqué d'épisodes météorologiques extrêmes particuliers. Cette situation peut s'expliquer par une répartition équilibrée des totaux de précipitations sur l'ensemble du mois, seule cinq journées en ayant été exemptes. Au cours de cette période, la température de l'air a été caractérisée par des valeurs maximales et minimales supérieures au point de congélation et le seuil critique de précipitations antérieures a été surpassé dès le 17 mars. Au cours de cette séquence, quatre épisodes de précipitations ont généré des quantités de pluie supérieures à la moyenne de plus de 2 ET. Néanmoins, en raison de données incomplètes en ce qui a trait à l'état du couvert nival et des quantités de neige reçues, il apparaît trop hasardeux de s'avancer quant à la nature des mouvements gravitaires susceptibles d'être survenus au cours de cette période.

B.3.2 Précipitations cumulées d'avril 2001

Au cours de la journée du 6 avril, des températures supérieures au point de congélation ont entraîné des précipitations liquides de 51 mm (classe 4), participant au maintien du cumul de précipitations antérieures 28 jours au-dessus du seuil critique de 280 mm. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.3.4 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2001

Le 5 janvier, la remontée des températures minimales et maximales au-dessus de 0°C est responsable de précipitations liquides de 69 mm en 24 heures (classe 4). Celles-ci sont survenues au cours de la quatrième d'une série de cinq journées chaudes, succédant à de modestes chutes de neige et à deux CGD consécutifs. En raison de données incomplètes quant aux quantités de neige au sol, il est cependant impossible de s'avancer sur la nature des mouvements gravitaires susceptibles d'être survenus lors de cette période.

B.4 Année 2002

B.4.1 Épisodes météorologiques particuliers de 2002

Le 25 décembre 2001, des chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2) ont participé à la mise en place d'un couvert nival de 15 cm d'épaisseur. Quelques jours plus tard, à la suite de deux CGD et de précipitations de 68 mm en 48 heures ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$), une hausse de température a entraîné la fonte partielle du manteau neigeux (i.e. 10 cm en 24 heures). Mouvements gravitaires potentiels : ENH.

Au cours des mois de février et mars, les températures douces sont responsables de la nature variée des précipitations abondantes reçues. Le 5 février, malgré des températures supérieures à 0°C, des chutes de neige ont entraîné l'accumulation de 15 cm de neige au sol (classe 2). Suite à un regel des températures et à de légères chutes de neige (i.e. 5 cm), une période de redoux et de nombreux CGD ont participé à la fonte de 75 % du manteau neigeux. Les 13 et 17 février ont ensuite été marqués de chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2), portant ainsi le total de neige au sol à 35 cm. Le 23 février, en raison d'accumulations de neige supplémentaires de 25 cm (classe 2), le couvert nival a atteint une épaisseur de 45 cm, et ce, malgré un épisode de fonte simultanée imputable aux températures alors plus douces. Suite à plusieurs séquences de fonte intermittente et à 10 cm de neige reçus le 1^{er} mars, la fonte progressive et complète d'un couvert nival alors de 35 cm est survenue au cours de la semaine suivante. Mouvements gravitaires potentiels : ENH.

Le 4 juin, un épisode de précipitations abondantes de 53 mm en 24 heures (classe 4) est survenu dans la vallée, portant le total des précipitations du moment à 84 mm en 48 heures ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Un épisode de précipitations abondantes est survenu le 8 septembre, celui-ci générant des accumulations de 62 mm en 24 heures (classe 4). Un épisode ayant généré des quantités supérieures à la moyenne de plus de 2 ET a également marqué la fin du mois, déversant un total de 43 mm de pluie en 24 heures sur le secteur d'étude. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.5 Année 2003

B.5.1 Précipitations cumulées d'octobre 2003

Au cours du mois d'octobre, 268 mm de pluie ont été enregistrés dans la région en 28 jours. Ces quantités importantes ont entraîné le dépassement du seuil critique de précipitations antérieures au cours de la journée du 30 octobre suite à une averse de 73 mm en 24 heures (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.5.2 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2003

Au cours du mois de novembre 2002, seuls huit jours ont été exempts de pluie, favorisant ainsi le maintien du cumul de précipitations antérieures au-delà du seuil critique de 280 mm pendant la presque totalité du mois. Les quantités quotidiennes les plus importantes ont été reçues au cours de la journée du 24 novembre, 55 mm de pluie s'abattant sur la vallée en 24 heures (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Des chutes de neige de 15 cm (classe 2) ont ponctué la journée du 4 décembre 2002, portant l'épaisseur du couvert nival à 20 cm. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

La journée du 3 janvier a été ponctuée de chutes de neige totalisant 10 cm en 24 heures (classe 2) malgré des températures minimales et maximales situées au-dessus de 0°C. La journée suivante a été caractérisée d'un CDG et d'accumulations supplémentaires de 5 cm, portant ainsi le total de neige au sol à 15 cm. Cet épisode marqué de températures instables a par la suite été suivi d'un regel important. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Les 29 et 30 janvier, suite à une période de fonte intermittente marquée de quatre CGD consécutifs, un refroidissement des températures a entraîné des chutes de neige de

30 cm en 48 heures (classe 3), portant ainsi le couvert nival à plus de 80 cm d'épaisseur. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Les 2 et 3 février, 20 cm de neige se sont ajoutés au cumul saisonnier grâce à deux journées consécutives de CGD et de précipitations nivales de classe 2, portant du même coup le manteau neigeux à plus d'un mètre d'épaisseur. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Le 22 février marque une remontée des températures au-dessus de 0°C pendant une dizaine de jours. Cette période a été caractérisée de nombreux CGD, ainsi que par la fonte de plus de 50 cm de neige, dont 20 cm lors des 24 premières heures. De nouvelles chutes de neige totalisant 10 cm en 24 heures (classe 2) ont ensuite ponctué la journée du 6 mars. Mouvements gravitaires potentiels : ENH et ANS.

Le 28 août, des précipitations de 78 mm en 24 heures (classe 4) ont été enregistrées. Celles-ci ont été suivies de 15 mm supplémentaires le lendemain, portant ainsi le total reçu à 93 mm en 48 heures. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.6 Année 2004

B.6.1 Averses d'août 2004

Le mois d'août a été marqué par trois épisodes de précipitations au cours desquels les quantités de pluie reçues ont dépassé la moyenne de plus de 2 ET. Les plus importants sont survenus durant la période du 3 au 5 août avec des accumulations de 63 mm, ainsi que les 9 et 16 août lorsque des précipitations quotidiennes totalisant respectivement 37 et 44 mm se sont abattues sur la région. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.6.2 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2004

Le 26 novembre 2003, 20 cm de neige sont tombés sur la région en l'espace de 24 heures (classe 2). Cette chute de neige a été suivie par une fonte complète du couvert nival (20 cm) lors des 96 heures suivantes, celle-ci étant provoquée par de nombreuses inversions de températures accompagnées de quantités de pluie ayant atteint 64 mm. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Les 1^{er} et 2 décembre 2003, 30 cm de neige sont tombés dans la région en 48 heures (classe 3) malgré des températures instables et douces. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Le 21 décembre 2003, des chutes de neige, atteignant 10 cm en 24 heures (classe 2) et accompagnées de températures instables et caractérisées par une forte amplitude thermique, ont frappé le secteur d'étude. Cet épisode a été suivi par une période de fonte considérable (5 cm) dans les 48 heures suivantes. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Le 27 février, 10 cm de neige sont tombés sur la région en 24 heures (classe 2) à la suite d'un CGD, portant ainsi le couvert nival à 15 cm d'épaisseur. Cet épisode a ensuite été suivi d'un regel important des températures. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

La journée du 7 mars a été ponctuée de chutes de neige de 15 cm en 24 heures (classe 2) suivant quatre CGD consécutifs, portant de ce fait le total de neige au sol à 40 cm. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

La période du 13 au 21 mars a été marquée par un réchauffement important des températures, celles-ci atteignant un maximum de 13°C entre le 15 et le 18. Cette séquence a entraîné la fonte de 30 cm du manteau neigeux, notamment en raison de précipitations liquides éparses survenues entre les 19 et 21 mars. Mouvements gravitaires potentiels : ENH.

Un total de 35 cm de neige a été reçu au cours de la période du 22 au 25 mars, laissant un peu moins de 25 cm au sol. Les journées du 22 et du 23 mars ont été caractérisées de CGD et de chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2), tandis que 15 cm supplémentaires ont été reçus la journée du 25 mars à la suite d'un regel des températures. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Des précipitations liquides de classe 4 sont survenues le 29 avril lorsque 59 mm de pluie sont tombés sur la vallée en 24 heures. Précédé de 30 mm reçus la veille, ce nouvel épisode a porté le total de précipitations reçues à 87 mm en 48 heures (> moy. + 2 ET). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.7 Année 2006

B.7.1 Précipitations mixtes de mars 2006

Au cours du mois de mars, quelque 370 mm de précipitations de natures différentes ont été enregistrés dans la région. Les 1^{er} et 2 mars ont été ponctués de chutes de neige ayant atteint 30 cm en 48 heures (classe 3), portant le couvert nival à 1,55 mètre. Une forte instabilité thermique a marqué la semaine du 3 au 10 mars (CGD = 5), celle-ci générant un total de 187 mm de précipitations mixtes, quantité incluant des chutes de neige de classe 2 survenues au cours de la dernière journée. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

B.7.2 Précipitations abondantes d'août 2006

Le mois d'août a été marqué de pluies abondantes et fréquentes. Cependant, deux épisodes se sont particulièrement démarqués. La journée du 17 août semble avoir été la plus intense avec 63 mm reçus en 24 heures (classe 4). Toutefois, la séquence des 28 et 29 août mérite mention avec ses 79 mm reçus en 48 heures ($> \text{moy.} + 2 \text{ ET}$). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.7.3 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2006

Précédé d'un CGD et d'une journée de fonte (le 30 et 31 décembre 2005), le 1^{er} janvier 2006 a été caractérisé par une diminution des températures et ponctué de chutes de neige atteignant 20 cm en 24 heures (classe 2), portant alors le total de neige au sol à 110 cm. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Les deux dernières semaines de janvier ont été caractérisées d'une forte instabilité thermique se traduisant par des CGD quasi quotidiens et quelques séquences de fonte intermittente. Les 27 et 28 janvier ont de plus été marqués de chutes de neige de 30 cm en 48 heures (classe 3). Toutefois, en raison de températures douces, aucune accumulation supplémentaire de neige au sol n'a été observée. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Le mois de février a été marqué de températures instables et d'épisodes de fortes précipitations. La journée du 15, au cours du dernier de quatre CGD consécutifs, 60 mm de précipitations mixtes ont entraîné la fonte de 10 cm du couvert nival. Cet épisode a été suivi

d'une légère diminution des températures lors de la période du 17 au 19, celle-ci étant accompagnée de chutes de neige de 45 cm (classe 3). Alors d'une épaisseur de 125 cm, le couvert nival a ensuite été amputé de 25 cm en 24 heures au cours de la journée du 20 février. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Le 11 octobre, des précipitations liquides de 59 mm en 24 heures se sont abattues sur la région (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.8 Année 2007

B.8.1 Averses de juin 2007

Le mois de juin a été ponctué de précipitations abondantes et fréquentes, mais un seul épisode semble s'être démarqué des autres. Au cours de la journée du 14 juin, 69 mm de pluie se sont déversés sur la vallée (classe 4), marquant la fin d'une séquence de 83 mm reçus en 48 heures ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.8.2 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2007

Le 22 janvier, 12 cm de neige sont tombés sur la région en l'espace de 24 heures (classe 2) lors d'une journée caractérisée d'un CGD. Le lendemain a été marqué d'une diminution des températures sous la barre des 0°C et de 8 cm de neige supplémentaire, portant ainsi le couvert nival à 20 cm d'épaisseur. Mouvements gravitaires potentiels : ANS.

Au cours de la période du 19 au 20 mars, un total de 40 cm de neige est tombé sur le secteur (classe 3). Toutefois, en raison d'un léger réchauffement des températures dans les jours suivants, cet épisode a été suivi de la fonte d'une bonne part du couvert nival. Mouvements gravitaires potentiels : ENH.

B.9 Année 2008

B.9.1 Précipitations d'avril 2008

Malgré un total de précipitations mensuelles supérieur à la moyenne, le mois d'avril n'a pas connu d'événements météorologiques majeurs, exception faite d'un épisode de pluie survenu entre les 20 et 22 avril et ayant généré des quantités de 102 mm en 72 heures ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$). Au cours de cette période, la journée du 20 avril a été la plus intense avec

une quantité de 60 mm reçue en 24 heures (classe 4). Cet épisode a également eu pour effet de porter le cumul de précipitations antérieures au-delà du seuil critique de 280 mm, un maximum de 326 mm ayant été atteint la journée du 22 avril. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.9.2 Précipitations de mai 2008

Le mois de mai a été ponctué de quelques épisodes de pluie, dont un plus intense survenu entre les 24 et 27 mai. Lors de cette période de 96 heures, 159 mm sont tombés sur la région dont 135 mm dans les 72 premières heures ($> \text{moy.} + 4 \text{ ET}$). De toutes, la journée du 25 mai a été la plus affectée avec des quantités de 54 mm reçues en 24 heures (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.9.3 Autres épisodes météorologiques particuliers de 2008

Les 20 et 21 novembre 2007 ont été marqués de précipitations abondantes totalisant 80 mm en 48 heures ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$). La journée du 21 s'avère la plus intense avec une quantité de 56 mm de pluie reçue en 24 heures (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

La période du 7 au 10 décembre 2007 a été marquée par d'abondantes précipitations dont la nature a probablement été influencée par l'alternance répétée de CGD ($n = 2$) et de jours de fonte ($n = 2$). Lors de cette séquence de forte instabilité thermique, 128 mm de pluie sont tombés sur la région entre les 7 et 9 décembre ($> \text{moy.} + 4 \text{ ET}$), la journée du 8 étant particulièrement intense avec des quantités reçues de 65 mm (classe 4). Ces fortes pluies ont été suivies d'un regel des températures et de chutes de neige atteignant 30 cm au cours des 72 heures suivantes (classe 3). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS et ANS.

Le 2 janvier, des températures instables traduites par l'occurrence d'un CGD ont été accompagnées de précipitations mixtes à l'origine du dépôt de 10 cm de neige supplémentaires au sol. Un réchauffement subséquent des températures, jumelé à un épisode de 90 mm de pluie en 48 heures ($> \text{moy.} + 4 \text{ ET}$) - dont 60 mm au cours de la journée du 5 (classe 4) - a par la suite entraîné la fonte d'une quinzaine de centimètres du manteau neigeux. Cette période de fonte a été ponctuée de plusieurs CGD ($n = 6$) et de deux épisodes de chutes

de neige ayant généré des accumulations de 20 cm chacun (classe 2). Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Les 1^{er} et 3 février ont été marqués de CGD, de précipitations mixtes et de chutes de neige de 10 cm en 24 heures (classe 2), laissant plus de 20 cm au sol malgré un temps instable et doux. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Le mois d'octobre a été affecté par deux épisodes météorologiques particuliers de natures différentes. Au cours de la journée du 21 octobre, 56 mm de pluie se sont abattus sur la région en 24 heures (classe 4). Enfin, au cours de la période du 29 au 30 octobre, 32 cm de neige se sont accumulés au sol (classe 3). Toutefois, en raison de fortes pluies totalisant 115 mm au cours des 72 heures suivantes ($> \text{moy.} + 3 \text{ ET}$), l'ensemble du manteau neigeux alors accumulé a disparu en moins de 24 heures. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS, ANS et ENH.

B.10 Année 2009

B.10.1 Épisodes météorologiques particuliers de 2009

Le 23 novembre 2008, 18 cm de neige sont tombés sur la région en 24 heures (classe 2). Cet épisode a été suivi de CGD consécutifs lors des 27, 28 et 29 novembre, ceux-ci ayant contribué à la fonte d'une partie du manteau neigeux alors en place. De nouvelles chutes de neige ont ponctué la période du 29 au 31 novembre, laissant 30 cm au sol (classe 3). Accompagnées d'une baisse des températures sous le point de congélation, ces chutes de neige ont porté le couvert nival à 45 cm d'épaisseur. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Les 4 et 5 décembre 2008, 20 cm de neige sont tombés sur la région au cours de 48 heures caractérisées par des CDG quotidiens (classe 2). Les journées suivantes ont été marquées par un réchauffement des températures et par de faibles précipitations liquides, situation à l'origine de la fonte d'une part du manteau neigeux. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Les 13 et 14 décembre 2008, suite à un refroidissement notable des températures, 30 cm de neige sont tombés sur le secteur en l'espace de 48 heures (classe 3) pour porter le

couvert nival à 1 mètre d'épaisseur avec des températures oscillant autour du point de congélation. Les jours suivants ont été caractérisés par de nombreux CGD et de faibles précipitations liquides, entraînant de ce fait la fonte de 30 cm du couvert nival en 6 jours. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Les 2 et 3 février ont été ponctués de chutes de neige atteignant 45 cm en 72 heures (classe 3). Au cours des 48 heures suivantes, deux CGD consécutifs ont contribué à la fonte de 30 cm de neige, portant le couvert nival à 115 cm d'épaisseur. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Au cours de la période du 4 au 6 mars, 41 cm de neige se sont accumulés dans la région en l'espace de 72 heures (classe 3). Cette quantité de neige a été reçue au cours de deux épisodes de classe 2 distincts, ceux-ci étant entrecoupés de faible pluie et d'un CGD. La journée du 6 mars a ensuite marqué le début de la phase finale de fonte printanière. Lors de cette séquence, des températures plus douces et des précipitations liquides plus fréquentes ont provoqué la disparition graduelle du couvert nival de 130 cm en quelques semaines. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

B.11 Année 2010

B.11.1 Épisodes météorologiques particuliers de 2010

La fin du mois de décembre 2009 a été ponctuée de précipitations nivales de 15 cm de neige en 24 heures (classe 2). Des précipitations liquides de 57 mm ont ensuite provoqué la fonte rapide de la totalité du couvert nival au cours des 48 heures suivantes. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et EHSS.

Au cours du mois de janvier, plusieurs épisodes de chutes de neige ont été enregistrés. Les 4 (10 cm), 9 (11 cm), 12 (25 cm) et 29 (23 cm) janvier ont été marqués de précipitations de classe 2, situation contribuant à l'accumulation d'un couvert nival de 78 cm d'épaisseur malgré de fréquents CGD et des précipitations liquides occasionnelles. Ainsi, 45 cm de neige supplémentaires (classe 3) se sont ajoutés à ce couvert nival au cours de la période du 4 au 5 février. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

Vers la fin du mois de mars, des précipitations liquides de 91 mm en 72 heures (moy. + 3 ET) ont accentué une période de fonte déjà bien entamée. Cette pluie a été suivie d'un léger refroidissement des températures et de chutes de neige totalisant 25 cm en 48 heures (classe 2). En raison d'une hausse des températures et de quelques averses de faible intensité, ce bref épisode nival a immédiatement été suivi d'une reprise de la fonte. Mouvements gravitaires potentiels : ANS et ENH.

La séquence du 29 au 31 mai a été marquée de précipitations totalisant 84 mm en 72 heures (moy. + 3 ET), dont 52 mm au cours de la journée du 30 (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Au cours de la période du 6 au 8 septembre, 102 mm de pluie ont été enregistrés dans la région, soit une quantité de plus de 3 ET supérieure à la moyenne. Au cours de cette séquence, la journée du 7 septembre a reçu un total de 50 mm en 24 heures (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Le 4 octobre, des précipitations atteignant 78 mm en 24 heures (classe 4) ont été enregistrées dans la région. Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

B.12 Année 2011

B.12.1 Épisodes météorologiques particuliers de 2011

Les 26, 27 et 28 novembre 2010, suite à un refroidissement des températures, un total de 50 cm de neige a été enregistré dans la région (classe 3), laissant un couvert nival qui, jumelé aux chutes de neige du 2 décembre (15 cm), a atteint une épaisseur totale de 75 cm. Cependant, en raison d'un réchauffement des températures et de précipitations liquides de 102 mm en 48 heures (> moy. + 4 ET), la totalité de ce manteau neigeux est disparue entre les 5 et 7 décembre. Mouvements gravitaires potentiels : ANS, ENH et EHSS.

Le mois de juillet a été caractérisé par d'abondantes précipitations, plus particulièrement lors de la période du 16 au 20 juillet où 149 mm de pluie ont été enregistrés dans la région en cinq jours, dont 105 mm entre les 16 et 18 juillet (moy. + 3 ET). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

Les 12 et 13 mars ont été ponctués de précipitations liquides de 78 mm en 48 heures, dont 55 mm reçus lors de la journée du 12 (classe 4). Mouvements gravitaires potentiels : EHSS.

RÉFÉRENCES

- Akaike H. 1987. «Factor analysis and AIC». *Psychometrika*, vol. 52, no 3, p. 317-332.
- Aleotti, P. 2004. «A warning system for rainfall-induced shallow failures». *Engineering Geology*, vol. 73, p. 247-265.
- Allmendinger, R. W., N. Cardozo et D. Fisher. 2012. *Structural geology algorithms: vectors and tensors in structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ancey, C. (dir.). 2006. *Dynamique des avalanches*. Lausanne: Presses polytechniques et universitaires romandes, Cemagref.
- André, M.-F. 1990. «Frequency of debris flows and slush avalanches in Spitsbergen: a tentative evaluation from lichenometry». *Polish Polar Research*, vol. 11, no 3- 4, p. 345-363.
- , 1993. *Les versants du Spitsberg: approche géographique des paysages polaires*. Nancy, Presses Universitaires de Nancy, Collection Géographie et Environnement.
- , 1995. «Holocene climate fluctuations and geomorphic impact of extreme events in Svalbard». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 77, no 4, p. 241-250.
- Arbellay, E., M. Stoffel et M. Bollschweiler. 2010a. «Reconstitution dendrogeomorphologique d'événements de lave torrentielle à l'aide de feuillus blessés». In *Panorama de la dendrochronologie en France : Actes du colloque «Panorama de la dendrochronologie en France (Digne-les-Bains, Alpes de Haute Provence, 8-10 octobre 2009)*, sous la dir. de Laurent Astrade et Cécile Miramont, no 11, p. 97-106. Mauguio : Collection EDYTEM.
- , 2010b. «Wood anatomical analysis of *Alnus incana* and *Betula pendula* injured by a debris-flow event». *Tree Physiology*, vol. 30, no 10, p. 1290-1298.
- Arbellay, E., M. Stoffel et A. Decaulne. 2013. «Dating of snow avalanches by means of wound-induced vessel anomalies in sub-arctic *Betula pubescens*». *Boreas*, vol. 42, p. 568-574.
- Baggi, S. et J. Schweitzer. 2009. «Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland)», *Natural Hazards*, no 50, p. 97-108.

- Ballantyne, C. K. 1986. «Landslides and slope failures in Scotland: a review». *Scottish Geographical Magazine*, vol. 102, no. 3, p. 134-150.
- , 2002. «Paraglacial geomorphology». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 1935-2017.
- Barsch, D., M. Gude, R. Mäusbacher, G. Schukraft, A. Schulte et D. Strauch. 1993. «Slush stream phenomena – process and geomorphic impact». *Z. Geomorph.* N. F., vol. 92, p. 39-52.
- Battiau-Quenney, Y. 1993. *Le relief de la France : Coupes et croquis*. Coll. «Géographie», Paris : Masson, 252 p.
- Bernard, B., B. van Wyk de Vrie et H. Leyrit. 2009. «Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central)», *Bulletin of Volcanology*, vol. 71, p. 1041–1056.
- Bertran, P. et V. Jomelli. 2004. «Avalanches, coulées de slush». *Quaternaire*, HS1, p. 62-79.
- Blikra, L. H. et W. Nemec. 1998. «Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record». *Sedimentology*, vol. 45, p. 909-959.
- Borgatti, L. et M. Soldati. 2013. «Hillslope Processes and Climate Change». In *Treatise on Geomorphology, Vol. 7, Mountain and Hillslope Geomorphology*, sous la dir. de John F. Shroder, R.A. Marston and Markus Stoffel, p. 306-319. San Diego: Academic Press.
- Boucher, D., L. Filion et B. Hétu. 2003. «Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec)». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 57, no 2-3, p. 159-168.
- Bovis, M. J. et M. Jakob. 1999. «The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 24, p. 1039-1054.
- Briggs, D. 1977. *Sources and methods in geography: Sediments*. London: Butterworth & Co (Publishers) Ltd.
- Brown, D. J. et B. R. Bell. 2007. «Debris flow deposits within the Palaeogene lava fields of NW Scotland: evidence for mass wasting of the volcanic landscape during emplacement of the Ardnamurchan Central Complex», *Bulletin of Volcanology*, vol. 69, p. 847–868.
- Brunsdon, D. 1990. «Tablets of stone: toward the ten commandments of geomorphology». *Zeitschrift für Geomorphologie*, supp. 79, p. 1-37.

- Brunsdon, D. et J. B. Thornes. 1979. «Landscape sensitivity and change». *Transactions of the Institute of British Geographers*, vol. 4, p. 463-484.
- Bryant, C. L., D. R. Butler et J. D. Vitek. 1989. «A statistical analysis of tree-ring dating in conjunction with snow avalanches: comparison of on-path versus off-path responses». *Environmental and Geological Water Survey*, vol. 9, no 1, p. 53-59.
- Bull, W. B., P. Schlyter et S. Brogaard. 1995. «Lichenometric analysis of the Kärkerieppe slush-avalanche fan, Kärkevagge, Sweden». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 77, no 4, p. 231-240.
- Butler, D. R. 1979. «Snow avalanche path terrain and vegetation, Glacier National Park, Montana». *Arctic and Alpine Research*, vol. 11, no 1, p. 17-32.
- , 1989. «Subalpine snow avalanche slopes». *The Canadian Geographer*, vol. 33, no 3, p. 269-273.
- Butler, D. R. et G. P. Malanson. 1985. «A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, USA». *Mountain Research & Development*, vol. 5, no 2, p. 175-182.
- Butler, D. R., G. P. Malanson et J. G. Oelfke. 1987. «Tree-ring analysis and natural hazard chronologies: minimum sample sizes and index values». *Professional Geographer*, vol. 39, no 1, p. 41-47.
- Butler, D. R. et C. F. Sawyer. 2008. «Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: A review and case study». *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 8, no 2, p. 303-309.
- Cailleux, A. et J. Tricart. 1959. *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris : Centre de documentation universitaire.
- Caine, N. 1969. «A model for talus slope development by slush avalanching». *The Journal of Geology*, vol. 77, no 1, p. 92-100.
- Caron Fournier, É. 2009. «Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'un petit cône alluvial holocène du nord de la Gaspésie». Mémoire de maîtrise, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Université du Québec à Rimouski.
- Collectif. 1987. *Histoire de la forêt du Massif Central*. Clermont-Ferrand : Publication de l'Institut d'Études du Massif Central, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Clermont-Ferrand II, Fascicule XXX.
- Corenblit, D. et J. Steiger. 2009. «Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the Earth surface: toward evolutionary geomorphology». *Earth, Surfaces, Processes & Landforms*, vol. 34, p. 891-896.

- Corona, C., J. Lopez Saez, M. Stoffel, M. Bonnefoy, D. Richard, L. Astrade et F. Berger. 2012. «How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 74-75, p. 31-42.
- Corona, C., G. Rovéra, J. Lopez Saez, M. Stoffel et P. Perfettini. 2010. «Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France». *Catena*, vol. 83, p. 107-118.
- Costa, J. E. 1984. «Physical geomorphology of debris flows». In *Developments and Applications of Geomorphology*, sous la dir. de J. E. Costa et P. J. Fleisher, p. 268-317. Berlin: Springer.
- Crozier, M. J. et Glade, T. 1999. «The frequency and magnitude of landslide activity». In *Magnitude and Frequency in Geomorphology*, sous la dir. de M. J. Crozier et R. Mausbacher, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, vol. 115, p. 141-155.
- Dagenais Du Fort, E. 2014. «Dendrogéomorphologie et dynamique des glissements pelliculaires dans la Réserve faunique de Port-Cartier-Sept-Iles, Côte-Nord, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Québec, Université Laval.
- Dauphiné, A. 2001. *Risques et catastrophes : Observer - spatialiser - Comprendre - Gérer*. Coll. «U Géographie», Paris : A. Colin, 287 p.
- Decaulne, A. 2001. «Les debris flows : une dynamique de versant azonale?». *Environnements Périglaciaires*, vol. 8, p. 44-65.
- Decaulne, A. et D. Saemundsson. (2006). «Meteorological conditions during slush-flow release and their geomorphological impact in Northwestern Iceland : a case study from the Bildudalur valley». *Geografiska Annaler*, vol. 88A, no 3, p. 187-197.
- , 2008. «Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow avalanche activity: preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland». *Norwegian Journal of Geography*, vol. 62, p. 55-65.
- Decaulne, A., D. Saemundsson et O. Petursson. 2005. «Debris flow triggered by rapid snowmelt : a case study in the Gleidarhjalli area, northwestern Iceland», *Geografiska Annaler*, vol. 87A, no 4, p. 487-500.
- Delwaide, A. et L. Filion. 2010. «Échantillonnage et datation dendrochronologiques». In *La dendroécologie : Principes, méthodes et applications*, sous la dir. de Serge Payette et Louise Filion, p. 167-198. Québec : Presses de l'Université Laval.
- Derruau-Boniol, S. et A. Fel. 1963. *Le Massif Central*. Coll. «Que sais-je?», Paris : Vendôme, Presses Universitaires de France, 125 p.

- Dubé, S., L. Fillion et B. Hétu. 2004. «Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 36, no 4, p. 555-564.
- Durand, Y., G. Giraud, M. Laternser, P. Etchevers, L. Méeindol et B. Lesaffre. 2009. «Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005) : climatology and trends for snow cover», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 48, p. 2487-2512.
- Eckerstorfer, M. et H. H. Christiansen. 2010. «An extreme slush and slab avalanche event in high Arctic maritime Svalbard». In *Proceedings of the International Snow Science Workshop 2010* (Squaw Valley, California), p. 791-794.
- , 2011. «Relating meteorological variables to the natural slab avalanche regime in high Arctic Svalbard». *Cold Regions Science and Technology*, vol. 69, p. 184-193.
- , 2012. «Meteorology, topography and snowpack conditions causing two extreme mid-winter slush and wet slab avalanche periods in high Arctic maritime Svalbard». *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 23, p. 15-25.
- Eckert, N., H. Baya et M. Deschâtres. 2010. «Assessing the response of snow avalanche runout altitudes to climate fluctuations using hierarchical modelling : application to 61 winters of data in France», *Journal of Climate*, vol. 23, p. 3157-3180.
- Elder, K. et R. Kattelmann. 1992. «Observations of a slushflow on a low-angle slope in West Karakol valley, Kirgizstan, Middle Asia». In *Proceedings of the International Snow Science Workshop 1992* (Breckenridge, Colorado), p. 309-315.
- Etchevers, P. et E. Martin. 2002. «Impact d'un changement climatique sur le manteau neigeux et l'hydrologie des bassins versants de montagne». In *L'eau en montagne* (Colloque International de Megève, septembre 2002).
- Etlicher, B. et A. De Goer De Hervé. 1988. «La déglaciation würmienne dans le Massif Central français : le point des travaux récents». *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, vol. 25, no 2-3, p. 103-110.
- Fillion, L. et H. Gartner. 2010. «Dendrogéomorphologie». In *La dendroécologie : Principes, méthodes et applications*, sous la dir. de Serge Payette et Louise Fillion, p. 537-572. Québec : Presses de l'Université Laval.
- Fiorillo, F. et R. C. Wilson. 2004. «Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy)». *Engineering Geology*, vol. 75, p. 263-289.
- Fortin, G. 2010. «Variabilité et fréquence des cycles de gel-dégel dans la région de Québec, 1977-2006». *The Canadian Geographer*, vol. 54, no 2, p. 196-208.

- Fortin, G. et B. Hétu. 2009. «Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada». *Geographia Technica*, Numéro spécial, p. 181-186.
- Fortin, G., B. Hétu et D. Germain. 2011. «Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada)». *Climatologie*, vol. 8, p. 9-25.
- Foucault, A. et J.-F. Raoult. 2005. *Dictionnaire de géologie*, 6^e éd. Coll. «Univers Science», Paris : Dunod, 382 p. [1980]
- Frei, C., H. C. Davies, J. Gurtz et C. Schär. 2000. «Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe». *Integrated Assessment*, vol. 1, p. 281-299.
- Gardner, J. 1970. «Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise area, Alberta, Canada». *Arctic and Alpine Research*, vol. 2, no 2, p. 135-144.
- , 1983. «Observation on erosion by wet snow avalanches, Mount Rae area, Alberta, Canada». *Arctic and Alpine Research*, vol. 15, no 2, p. 271-274.
- Germain, D., L. Filion et B. Hétu. 2005. «Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 42, p. 2103-2116.
- , 2009. «Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada». *Climatic Change*, vol. 92, no. 1-2, p. 141-167.
- Germain, D. et G. Fortin. 2011. «Impacts of climate change on vegetation and geomorphological hazards in the Chic-Chocs Range, eastern Canada». In *International Conference of the International Geographic Union* (November 2011, Santiago, Chile).
- Germain, D. et M.-A. Ouellet. 2013. «Subaerial sediment-water flows on hillslopes: essential research questions and classification challenges». *Progress in Physical Geography*, vol. 37, no 6, p. 813-833.
- Glade, T. 1998. «Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand». *Environmental Geology*, vol. 35 no 2-3, p. 160-174.
- Graham, D. J. et N. J. Midgley. 2000. «Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 25, no 13, p. 1473-1477.

- Graveline, M.-H. 2012. «Analyse multirisque des aléas d'écroulement des carapaces de glace et d'avalanche de neige sur le site d'Aqua Velva en bordure de la route 132, Gaspésie septentrionale, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. 2008. *Changements climatiques 2007 : rapport de synthèse*. Genève (Suisse) : GIEC, 114 p.
- , 2012. *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U. K. : Cambridge University Press, 582 p.
- Hestnes, E. 1985. «A contribution to the prediction of slush avalanches». *Annals of Glaciology*, vol. 6, p. 1-4.
- , 1998. «Slushflow hazard-where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research». *Annals of Glaciology*, vol. 26, p. 370-376.
- Hestnes, E., S. Bakkehoi, F. Sandersen et L. Andresen. 1994. «Weather and snowpack conditions essential to slushflow release and downslope propagation». In *International Snow Science Workshop* (Snowbird, Utah, 1994), p.40-57.
- Hestnes, E. et K. Kristensen. 2010. «The diversities of large slushflows illustrated by selected cases». In *International Snow Science Workshop* (Squaw valley, California, 2010), p. 348-355.
- Hestnes, E. et F. Sandersen. 1987. «Slushflow activity in the Rana district, North Norway». In *Avalanche Formation, Movement and Effects* (Proceedings of the Davos Symposium, September 1986), *IAHS Publ.*, vol. 162, p. 317-330.
- Hétu, B. 1990. «Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, no 2, p. 199-215.
- , 2007. «Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 61, no 2-3, p. 165-180.
- Hétu, B. et P. Vandelac. 1989. «La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 43, no 3, p. 389-406.
- Hug, M. 2014. «Expert en survie: l'aulne vert». in Informations pour la foresterie, [En ligne]. http://www.waldwissen.net/wald/baeume_waldpflanzen/laub/wsl_alpenerle/index_F R. Page consultée le 1^{er} octobre 2014.

- Hungr, O. 2005. «Classification and terminology». In *Debris-flow hazards and related phenomena*, sous la dir. de Matthias Jakob et Oldrich Hungr, p. 8-23. Berlin: Springer, Praxis Publishing Ltd.
- Hungr, O., S. G. Evans, M. J. Bovis et J. N. Hutchinson. 2001. «A review of the classification of landslides of the flow type». *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 7, no 3, p. 221-238.
- Innes, J. L. 1983a. «Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 8, no 6, p. 579-588.
- 1983b. «Debris flows». *Progress in Physical Geography*, vol. 7, no 4, p. 469-501.
- Jackson Jr, L. E., R. A. Kostaschuk et G. M. Macdonald. 1987. «Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains». In *Debris Flow/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, Reviews in Engineering Geology*, sous la dir. de J. E. Costa et G. F. Wieczorek, p. 115-124. Boulder: The Geological Society of America.
- Jacob, N. 2001. «Fréquence, intensité et déclenchement des coulées de débris en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Québec, Université Laval.
- Jahn, A. 1967. «Some features of mass movement on Spitsbergen slopes». *Geografiska Annaler, Serie A, Physical geography*, vol. 49, no. 2-4 (Landscape and processes: Essays in geomorphology), p. 213-225.
- Jakob, M., M. Bovis, M. Oden. 2005. «The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, p. 755-766.
- Jakob, M. et O. Hungr. 2005. *Debris-flow hazards and related phenomena*. Berlin, Springer, Praxis Publishing Ltd.
- Jakob, M. et H. Weatherly. 2003. «A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the north shore mountains of Vancouver, British Columbia». *Geomorphology*, vol. 54, p. 137-156.
- Johnson, K. A. et N. Sitar. 1990. «Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation». *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 27, p. 789-801.
- Jomelli, V. 1999. «Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Écrins (Alpes françaises)». *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, vol. 5, no 1, p. 39-57.
- Jomelli, V. et P. Bertran. 2001. «Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology». *Geografiska Annaler*, vol. 83 A, no 1-2, p. 15- 28.

- Jomelli, V., D. Brunstein, D. Grancher et P. Pech. 2007. «Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Écrins (French Alps)». *Climatic Change*, vol. 85, p. 119-137.
- Jomelli, V. et B. Francou. 2000. «Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps». *Geomorphology*, vol. 35, p. 181-192.
- Jubertie, F. 2006. «Les excès climatiques dans le Massif Central français : l'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne». Thèse de doctorat, Clermont-Ferrand, Université Blaise-Pascal, 461 p.
- Keylock, C. 1997. «Snow avalanches». *Progress in Physical Geography*, vol. 21, no 4, p. 481-500.
- Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang et G. C. Hegerl. 2007. «Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations», *Journal of Climate*, vol. 20, p. 1419-1444.
- Krumbein, W. C. 1941. «Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 11, p. 64-72.
- Krzemień, K. et K. Sobiecki. 2004. «Le rôle des processus morphogéniques contemporains dans le modelage du massif volcanique des Monts Dore (Massif Central)». In *Les Transformations du Milieu Montagnard-Carpates, Massif Central et Autres Montagnes d'Europe*, sous la dir. de Kazimierz Krzemień, p. 11-25. Cracow (Poland) : Prace Geograficzne.
- Lackmann, G. M. 2001. «Analysis of a Surprise Western New York Snowstorm». *Weather and Forecasting*, vol. 16, no 1, p. 99-116.
- Lafortune, M., L. Filion et B. Hétu. 1997. «Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 1, p. 67-80.
- Larocque, S. J., B. Hétu et L. Filion. 2001. «Geomorphic and dendroecological impact of slushflows in central Gaspé Peninsula, Québec, Canada». *Geografiska Annaler*, vol. 83A, no 4, p. 191-201.
- Lorente, A., S. Beguería, J. C. Bathurst et J. M. García-Ruiz. 2003. «Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 3, no 6, p. 683-691.
- Lorente, A., J. M. Garcia-Ruiz, S. Begueria et J. Arnaez. 2002. «Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows: a case study in the Flysch Sector of the Central Spanish Pyrenees». *Mountain Research and Development*, vol. 22, no 1, p. 32-39.

- Luckman, B. H. 1971. «The role of snow avalanches in the evolution of alpine talus slopes». In *Slopes form and process – Institute of British geographers, special publication, vol. 3 (January 1971)*, sous la dir. de D. Brunnsden, p. 93-110. London, England: Institute of British geographers.
- , 1977. «The geomorphic activity of snow avalanches». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 59, no 1/2, p. 31-48.
- , 1992. «Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm mountains, Scotland». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 74, no 2-3, p. 109-121.
- McClung, D. M. 2001. «Characteristics of terrain, snow supply and forest cover for avalanche initiation caused by logging». *Annals of Glaciology*, vol. 32, p. 223-229.
- McClung, D. M. et P. Schaerer. 2006. *The avalanche handbook*, 3^e éd. Seattle: The Mountaineers Books. [1976]
- Mission d'Étude et de Développement des Coopérations Interrégionales et Européennes. 2008. *Étude des effets du changement climatique sur le grand Sud Est, étape 1 : Rapport Auvergne*. Préfectures des régions Auvergne- Corse-Provence-Alpes-Côte-d'Azur-Languedoc-Roussillon-Rhône-Alpes, France : Ecofys, 273 p.
- Mottet, G. 1999. *Géographie physique de la France*, 3^e éd. Coll. «Premier cycle», Paris : Presses Universitaires de France. [1993]
- Navarre, N. 2011. «*L'impact géomorphologique des avalanches dans la vallée de la Santoire (Cantal)*». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal.
- Nehlig, P. 2007. *Le volcanisme du Cantal : le plus grand volcan d'Europe : Auvergne, Cantal : 80 sites décrits*. Coll. «Découverte du patrimoine», Clermont-Ferrand : Chamina - BRGM Éditions, 192 p.
- Nehlig, P., A. Dardon, G. Fréour, D. Huguet et H. Leyrit. 2001. «Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France) : témoins de la construction du plus grand stratovolcan européen d'âge miocène». *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 7, no 2, p. 107-119.
- Nehlig, P., P. Boivin, A. De Goër, J. Mergoïl, G. Prouteau, G. Sustrac et D. Thiéblemont. 2003. «Les volcans du Massif central». *Géologues, Numéro spécial Massif Central*, p. 1-41.
- Nobles, L. H. 1966. «Slush avalanches in Northern Greenland and the classification of rapid mass movements». *International Association of Scientific Hydrology Publication*, vol. 69, p. 267-272.

- Nyberg, R. 1985. «Debris flows and slush avalanches in Northern Swedish Lapland: distribution and geomorphological significance». Ph.D. Thesis, Department of geography, Lund, University of Lund, 222 p.
- , 1989. «Observations of slushflows and their geomorphological effects in the Swedish mountain area». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 71, no 3/4, p.185-198.
- Nyberg, R. et A. Rapp. 1998. «Extreme erosional events and natural hazards in Scandinavian mountains». *Ambio*, vol. 27, no 4, p. 292-299.
- Onesti, L. J. 1985. «Meteorological conditions that initiate slushflows in the Central Brooks Range, Alaska». *Annals of Glaciology*, vol. 6, p. 23-25.
- Onesti, L. J. et E. Hestnes. 1989. «Slush-flow questionnaire». *Annals of Glaciology*, vol. 13, p. 226-230.
- Ouellet, M.-A. 2010. «Écoulement hyperconcentré et risque associé: une analyse dendrogéomorphologique d'un cône de déjection en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Ouellet, M.-A. et D. Germain. 2014. «Hyperconcentrated flows on a forested alluvial fan of eastern Canada: geomorphic characteristics, return period, and triggering scenarios». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 39, no 14, p. 1876-1887.
- Persuy, A. 2011. *Guide des arbres et arbustes de France*. Coll. «Fous de nature», Paris : Belin, 224 p.
- Pierson, T. C. 2005. «Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow». In *Debris-flow hazards and related phenomena*, sous la dir. de Matthias Jakob et Oldrich Hungr, p. 159-202. Berlin: Springer, Praxis Publishing Ltd.
- Phillips, E. R. 2006. «Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement». *Quaternary science review*, vol. 25, no 7-8, p. 720-738.
- Préfet du Cantal. 2003. «Dossier départemental des risques majeurs (DDRM)». In *Les services de l'État dans le Cantal : risques naturels et technologiques*, [En ligne]. <http://www.cantal.gouv.fr/dossier-departemenal-des-risques-r257.html>. Page consultée le 10 octobre 2013.
- , 2013. «Précipitations moyennes annuelles». In *Les services de l'État dans le Cantal : données physiques*, [En ligne]. <http://www.cantal.gouv.fr/precipitations-moyennes-annuelles-a998.html>. Page consultée le 7 octobre 2013.

- Rapp, A. 1959. «Avalanche boulder tongues in Lapland : descriptions of little-known forms of periglacial debris accumulations». *Geografiska Annaler*, vol. 41, no 1, p. 38-48.
- , 1960. «Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia». *Geografiska annaler*, vol. 42, no 2-3, p. 65-200.
- , 1986. «Slope processes in high latitude mountains». *Progress in Physical Geography*, vol. 10, p. 53-68.
- , 1995. «Case studies of geoprocesses and environmental change in mountains of northern Sweden». *Geografiska annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 77, no 4, p. 189-198.
- Rapp, A. et R. Nyberg. 1981. «Alpine debris flows in Northern Scandinavia: morphology and dating by lichenometry». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 63, no 3-4, p. 183-196.
- Reardon, B. A., G. T. Pederson, C. J. Caruso et D. B. Fagre. 2008. «Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, U.S.A.». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 40, no 1, p. 148-160.
- Reffay A. 2001. «Types de karsts en terrain volcanique: revue bibliographique». *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, vol. 7, no 2, p. 121-126.
- Rieutort, L. 2006. «Un «pays vert» pour le développement durable». Chap. in *Massif central: hautes terres d'initiatives*, p. 27-34. Clermont-Ferrand : Ceramac - Presses Universitaires Blaise-Pascal.
- Sæmundsson, T., H. G. Petursson et A. Decaulne. 2003. «Triggering factors for rapid mass movements in Iceland». In *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment*, sous la dir. de D. Rickenmann et C. L. Chen, p.167-178. Rotterdam, Netherlands: Millpress.
- Sandersen, F. 1997. «The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows in Norway». *European Paleoclimate and Man*, vol. 12, p. 321-332.
- Sandersen, F., S. Bakkehøi, E. Hestnes et K. Lied. 1996. «The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability». In *Landslides*, sous la dir. de K. Senneset, p. 97-114. Rotterdam: Balkema.
- Serre, F. 2001. *La neige dans le Massif Central : Une contrainte pour la gestion du territoire*. Coll. «Nature & Sociétés», Clermont-Ferrand : Presses Universitaires Blaise Pascal, 204 p.

- Shroder Jr, J. F. 1978. «Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs plateau, Utah». *Quaternary Research*, vol. 9, no 2, p. 168-185.
- , 1980. «Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating». *Progress in Physical Geography*, vol. 4, no 2, p. 161-188.
- Sneed, E. D. et R. L. Folk. 1958. «Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study of particle morphogenesis». *Journal of Geology*, vol. 66, no 2, p. 114-150.
- Stoffel, M. et M. Bollschweiler. 2008. «Tree-ring analysis in natural hazards research: an overview». *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 8, no 2, p. 187-202.
- Stoffel, M., M. Bollschweiler, S. Widmer et A. Sorg. 2010. «Spatio-temporal variability in debris-flow activity: a tree-ring study at Geisstriftbach (Swiss Alps) extending back to AD 1736». *Swiss Journal of Geosciences*, vol. 103, p. 283-292.
- Stoffel, M., D. R. Butler et C. Corona. 2013. «Mass movements and tree rings: a guide to dendrogeomorphic field sampling and dating». *Geomorphology*, vol. 200, p. 106-120.
- Stoffel, M. et C. Huggel. 2012. «Effects of climate change on mass movements in mountain environments», *Progress in Physical Geography*, vol. 36, no 3, p. 421-439.
- Stoffel, M., I. Lièvre, M. Monbaron et S. Perret. 2005. «Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Swiss Alps): a dendrochronological approach». *Z. Geomorph. N. F.*, vol. 49, no 1, p. 89-106.
- Strunk, H. 1997. «Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods». *Catena*, vol. 31, no 1-2, p. 137-151.
- Szymczak, S., M. Bollschweiler, M. Stoffel et R. Dikau. 2010. «Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers». *Geomorphology*, vol. 116, p. 107-114.
- Tricart, J. 1960. «Quelques données au sujet du rôle de la neige dans la crue du Guil en juin 1957». *Revue de Géographie Alpine*, vol. 48, no 2, p. 333-344.
- Valadas, B. 1997. «Les paysages des Monts Dore : étude de la dynamique actuelle et prospectives». In *Gestion des espaces fragiles en moyenne montagne: Massif central-Carpates polonaises : Actes du 5e colloque franco-polonais Clermont-Cracovie* (Clermont-Ferrand, septembre 1996), sous la dir. de Jean Varlet, vol. 150, p. 243-254. Clermont-Ferrand (France) : Presses de l'Université Blaise-Pascal, Ceramac.
- Veyret, Y. 2000. *La France : milieux physiques et environnement*. Coll. «Cursus - Géographie», Paris : Armand Colin, 192 p.

- Vidal, N., A. de Goër de Hervé et G. Camus. 1996. «Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique : exemples pris dans le Massif Central français». *Quaternaire*, vol. 7, no 2-3, p. 117-127.
- Ward, R. G. W. 1980. «Avalanche hazard in the Cairngorm mountains, Scotland». *Journal of Glaciology*, vol. 26, no. 94, p. 31-41.
- , 1985. «Geomorphological evidence of avalanche activity in Scotland». *Geografiska Annaler*, vol. 67a, no 3-4, p. 247-256.
- Ward, R. G. W., E. D. G. Langmuir et B. Beattie. 1985. «Snow profiles and avalanche activity in the Cairngorm mountains, Scotland». *Journal of Glaciology*, vol. 31, no 107, p. 18-27.
- Washburn, A. L. et R. P. Goldthwait. 1958. «Slush-flows». *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 69, no 2 (abstract), p. 1657-1658.
- Whipple, K. X. et T. Dunne. 1992. «The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, p. 887-900.
- Wieczorek, G. F. et T. Glade. 2005. «Climatic factors influencing occurrence of debris flows». In *Debris-flow hazards and related phenomena*, sous la dir. de Matthias Jakob et Oldrich Hungr, p. 325-362. Berlin: Springer, Praxis Publishing Ltd.
- Wolman, G. et R. Gerson. 1978. «Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology». *Earth Surface Processes*, vol. 3, p. 189-208.
- Wolman, G. et J. P. Miller. 1960. «Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes». *The Journal of Geology*, vol. 68, no 1, p. 54-74.
- Zingg, T. 1935. «Beitrage zur Schotteranalyse». *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, vol. 15, no 1, p. 39-140.